I.G
26949

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

VOL. LIV

126949

BUCUREŞTI
1979

Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

VOL. LIV



BUCUREŞTI
1980

Institutul Geologic al României

CONTENU

Page

Avram E. Stratigraphie de la région du col de Predeluș 127
Năstăseanu S. Géologie des Monts Cerna 153

Institutul Geologic al României

CUPRINS

	Pag.
Avram E. Stratigrafia regiunii Pasului Predeluș	125
Năstăseanu S. Geologia munților Cerna	153

Institutul Geologic al României

Redactori : OVIDIU RIFAAT, ALEXANDRA MARINESCU
Traducători : MARIANA SAULEA, MONICA TOPOR, ADRIANA NĂSTASE
Ilustrația : V. NIȚU, E. VLAD

Dat la cules : martie 1976. Bun de tipar : noiembrie 1979. Tiraj : 800 ex. Hîrtie scris IA. Format 70×100/56 g. Coli de tipar : 17,5. Comanda 88. Pentru biblioteci indicele de clasificare : 55(058)

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația" Str. Brezoianu nr. 23—25, București

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC
BIBLIOTECA

STRATIGRAFIA REGIUNII PASULUI PREDELUȘ [1]

DE

EMIL AVRAM [2]

Abstract

Stratigraphy of the Predeluș Pass Region. The present paper is a study of regional geology in the Cretaceous flysch of the East Carpathians bend zone. It comprises stratigraphic data (including sedimentologic, stratonomic, biostratigraphic data, microfacial study and also data on the constitutive material origin of the deposits outcropping in the region), tectonic and palaeontologic data, etc. The most important conclusions concern the Lower Cretaceous deposits correlation and the tectonic evolution of the region ; the numerous macrofossils (published as a separate study — Avram, 1976) as well as the microbiofacial study of the Tithonian-Berriasian deposits argue the partly heterochronous character of some formations. The same data, correlated with the observations on the depositional thickness variation of the lithostratigraphic entities, point out the existance of some areas uplifted beginning with the Barremian (the Austro-Alpine phase), in which the sedimentation was relatively weak or even ceased. During the Barremian and the Aptian these high-bottom areas included the Zamura anticlinorium and the sector south of the region we are dealing with in the Zamura-Bratocea domain as well as the whole areal of the Bobu domain, situated towards the exterior (Fig. 29) ; during the Albian the migration of the inner flysch forming basin towards the exterior took place and began the sedimentation of some molasse deposits within the areal of the Bobu domain ; consequently, the facial zonation from the molasse to the proximal and distal flysch, inexistent in the Neocomian and Barremian, appears in the Upper Aptian and becomes wery clear in the Albian (Fig. 30). The tectonic evolution of the region led the release of two cross-disposed fold systems : the first, comprising the folds disposed E-W, was formed during the Albian (the new Austrian phase) in connection with the advance of the Getic nappe southwards ; the second, born at the end of the Cretaceous (the Laramian phase) is disposed approximately N-S according to the East Carpathians folding style ; it partly masked the first folding system (Fig 26).

[1] Lucrare de doctorat susținută la data de 26 octombrie 1974.

[2] Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș no. 1, București, R-78344.

Institutul Geologic al României

TABLA DE MATERII

I. Introducere 7
II. Privire de ansamblu asupra cercetărilor geologice anterioare 11
III. Stratigrafia 13
A) Domeniul de Zamura-Bratocea 14
1. Tithonicul superior-Neocomianul — Formațiunea de Sinaia. 14
a) Subformațiunea calcaroasă (de valea Pîraie) 15
b) Subformațiunea calcaro-grezoasă 19
c) Subformațiunea grezoasă 21
d) „Stratele" de Azuga 26
e) Vîrsta subdiviziunilor litostratigrafice ale formațiunii de Sinaia 27
2. Hautervianul terminal, Barremianul și Apțianul — formațiunea de Comarnic și formațiunea de Piscu cu Brazi 35
Formațiunea de Comarnic 35
a) Subformațiunea de Valea Mușiței 36
b) Subformațiunea de Plaiul Șirnei 46
Formațiunea de Piscu cu Brazi 50
a) Subformațiunea de Purcăreni 50
b) Subformațiunea de Valea Dracului 51
c) Subformațiunea de Babarunca 57
3. Albianul — Conglomeratele de Ciucaș-Zăganu 71
B) Domeniul de Bobu 73
1. Neocomianul și Barremianul — formațiunea de Sinaia și formațiunea de Comarnic 73
2. Apțianul superior — Albianul bazal — Formațiunea de Podu Vîrtos 74
3. Albianul — formațiunea de Bobu 76
a) Subformațiunea de pîrîul Mogoș 77
b) Subformațiunea de Babeș 82
C) Depozitele cuaternare 83
1. Alunecările de teren 83
2. Grohotișurile 84
3. Deluviile 84
4. Conurile de dejecție 84
5. Terasele 85
a) Terasele văii Doftanei între Prișcu și Valea Neagră 85
b) Terasele văii Tîrlungului, de la confluența cu valea Ramura Mică pînă la valea Gîrcinului 86

Institutul Geologic al României

c) Terasele afluenților mai mari ai văii Doftanei și văii Tîrlungului 86
d) Terasa văii Zizinului 87

IV. Proveniența materialului detritic cuprins în ruditele și arenitele flișului cretacic inferior din bazinele văilor Doftana și Tîrlung 87

A. Formațiunea de Sinaia 88

B) Formațiunea de Comarnic 89

V. Tectonica 96

A) Evoluția concepțiilor asupra structurii flișului 96

B) Elementele structurale ale flișului cretacic, la obîrșia văilor Doftana și Tîrlung 100

1. Dislocații plastice 100
a) Subunitatea de Zamura-Bratocea 100
b) Subunitatea de Bobu 103

2. Dislocații rupturale 104

C) Evoluția tectonică a regiunii 106

D) Încadrarea regiunii în ansamblul structural al curburii Carpaților Orientali 109

VI. Paleogeografia 111

VII. Concluzii 116

I. INTRODUCERE

Lucrarea de față consemnează rezultatele cercetărilor de teren și de laborator efectuate pe parcursul a șase ani, între 1966—1972, în flișul cretacic intern din bazinul superior al văii Doftanei și al văii Tîrlungului, la sud și la nord de Pasul Predeluș.

Regiunea studiată, reprezentînd un segment din curbura externă a Carpaților Orientali, este delimitată la vest de creasta munților Baiului și de valea Gîrcinului la est de creasta dintre valea Doftanei (sau, mai la nord, valea Tîrlungului) și valea Teleajenului, la nord — de linia care unește gura văii Gîrcinului cu vîrful La Crepuri (pe creasta dintre valea Zizinului și valea Morii), iar la sud — de linia care urmează creasta muntelui Orjogoaia, trece pe la confluența Văii Negre cu valea Doftanei, apoi continuă în muntele Setu — muntele Grohotiș. Suprafața cuprinsă între aceste limite este de 350 km^2, dintre care 90 în bazinul văii Doftanei și 260 în bazinul văii Tîrlungului (fig. 1).

Institutul Geologic al României

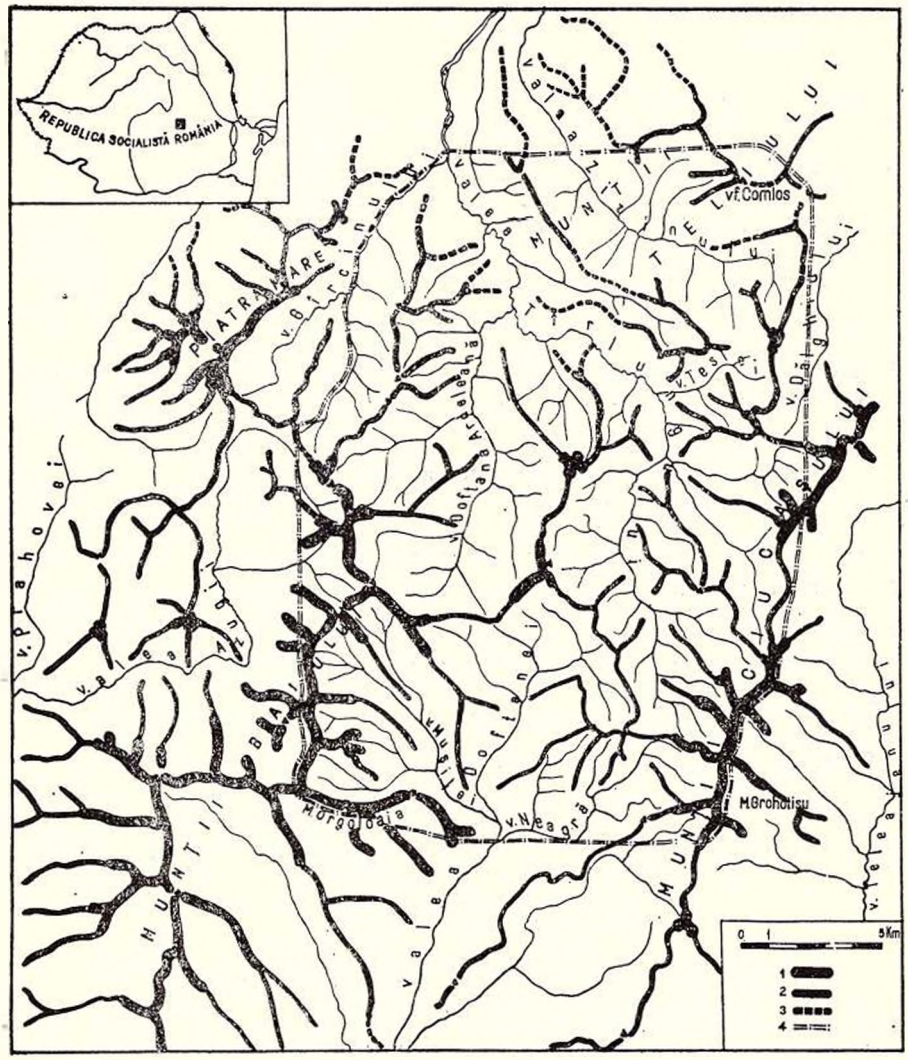


Fig. 1. — Schița oro-hidrografică a regiunii cuprinse între valea Teleajenului și valea Prahovei.

1, Altitudine peste 1500 m ; 2, altitudine peste 1000 m ; 3, altitudine sub 1000 m ; 4, delimitarea regiunii cercetate.

În stînga sus, amplasarea regiunii pe teritoriul R. S. România.

Esquisse oro-hydrographique de la région située entre la vallée de Teleajen et la vallée de la Prahova.

1, Altitude au-dessus de 1500 m ; 2, altitude au-dessus de 1000 m ; 3, altitude au-dessous de 1000 m ; 4, la délimitation de la région investigué.

Haut à gauche, l'emplacement de la région sur le territoire de la Roumanie.

Institutul Geologic al României

Astfel delimitată, regiunea cercetată se situează în zona de creastă a Carpaților, la contactul dintre două lanțuri mai importante de munți : munții Baiului (sau Gîrbovei), la vest (fig. 2) și munții Ciucașului, la est (fig. 3) ; în plus, extremitatea sa nordică include și partea de sud a munților Teliului (sau Munții Întorsurii).

Poziția sa pe creasta munților de la curbura Carpaților îi determină energia mare de relief. Aceasta se accentuează în partea de est și de vest a regiunii — în munții Ciucașului (cu vîrful Ciucaș de 1956 m înălțime) și, respectiv, în munții Baiului (cu mai multe vîrfuri peste 1500 m, dintre care vîrful Paltinul ajunge la 1899,9 m). De la culmile cele mai înalte, relieful coboară în trepte către Pasul Predeluș (la cumpăna de ape dintre valea Doftanei și Doftana Ardeleană) și de aici către nord — în bazinul hidrografic al văii Tîrlungului și către sud, în bazinul văii Doftanei. Treptele amintite, reprezentînd platforme vechi de eroziune mai mult sau mai puțin fragmentate de rețeaua hidrografică actuală, se regăsesc la altitudinea de 1720—1750 m, de 1450—1520 m și de 1000—1200 m, ultima cu dezvoltare areală mai mare în partea de nord a regiunii.

Cercetarea geologică complexă a regiunii menționate a implicat ridicarea geologică de detaliu, concomitent cu observații de ordin litologic, stratonomic și sedimentologic, în scopul caracterizării cît mai complete a formațiunilor geologice pe care le-am identificat, și care erau cunoscute numai în parte în literatura geologică.

Pornind de la lipsa aproape completă, pînă la începerea prezentului studiu, a datelor paleontologice din cuprinsul regiunii, în paralel cu observațiile amintite am recoltat numeroase fosile, în special amoniți, care au permis o mai bună corelare cronostratigrafică a entităților litostratigrafice ; acolo unde a lipsit macrofauna (în cuprinsul depozitelor tithonic-neocomiene) vîrsta entităților litostratigrafice a fost stabilită prin studiul microbiofacial al rocilor calcaroase.

A fost astfel evidențiată existența unor discontinuități stratigrafice în cuprinsul Cretacicului inferior și caracterul în parte heterocron pe diferite profile al unor formațiuni.

Pe baza datării mai precise a depozitelor a putut fi realizată o imagine mai clară și mai corectă a tectonicii de amănunt.

În sfîrșit, datele obținute asupra stratigrafiei, sedimentogenezei și structurii flișului au fost utilizate pentru precizarea evoluției tectonice și paleogeografice a regiunii.

Aceste rînduri introductive nu pot fi încheiate înainte de a mulțumi celor care m-au ajutat și îndrumat în activitatea de elaborare a studiului de față.

Îi sînt profund recunoscător Acad. Prof. G. Murgeanu pentru înțelegerea și răbdarea cu care mi-a ghidad munca de teren și de laborator, pentru efortul neobosit de a-mi împărtăși din marea sa erudiție și experiență.

Institutul Geologic al României

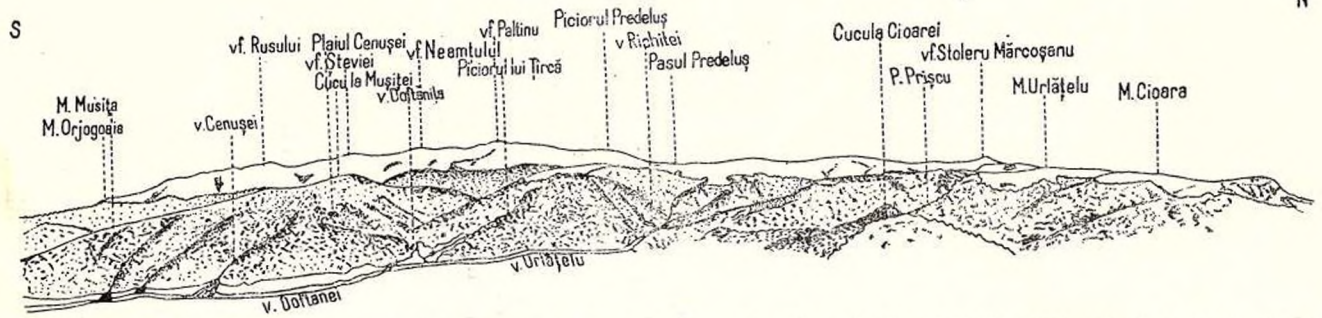


Fig. 2. — Creasta principală a munților Baiului și culmile care coboară din aceasta spre est și sud-est, în bazinul văii Doftanei.

La crête principale des Monts Baiului et les cimes descendent de celle-ci vers l'est et le soud-est, dans le bassin de la vallée de Doftana.

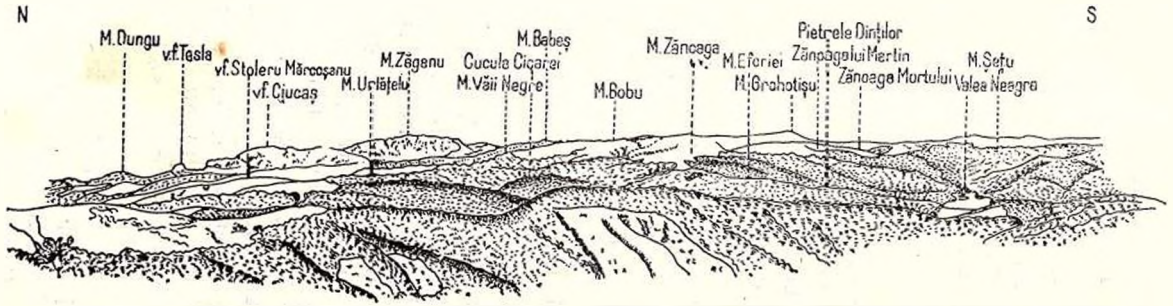


Fig. 3. — Munții Ciucașului văzuți de pe creasta munților Baiului (din vîrful Rusului).

Les Monts Ciucaș vus de la crête des Monts Baiului (du Sommet Rusului).

Institutul Geologic al României

De asemenea, îmi exprim întreaga gratitudine Prof. T. Joja pentru sfaturile și observațiile prețioase din timpul activității de redactare.

II. PRIVIRE DE ANSAMBLU ASUPRA CERCETĂRILOR GEOLOGICE ANTERIOARE

Cercetările geologice asupra segmentului carpatic dintre valea Teleajenului și valea Prahovei — ca zonă în care este cuprinsă, mai larg, regiunea studiată — s-au încadrat în ansamblul general al evoluției cunoștințelor privind constituția geologică a Carpaților : de la datele foarte sumare existente la început, la acumularea progresivă a observațiilor pînă la realizarea unor lucrări de sinteză cartografică.

Primele date asupra geologiei Carpaților de curbură au fost obținute prin cercetările cu caracter de recunoaștere efectuate de geologii vienezi. Ei au efectuat observații în tot lungul versantului intern al Carpaților Orientali, inclusiv pe versantul ardelean al curburii lor externe ; aici primele date asupra flișului cretacic au fost publicate de Meschendörfer (1860) și de Herbich (1878).

Investigațiile cu caracter geologic asupra flișului, pe versantul sudic al munților (între valea Prahovei și valea Teleajenului) au fost începute ceva mai tîrziu, la sfîrșitul secolului XIX, prin excursiile lui Olszewski (1883) și Paul (1883) ; ele au continuat cu cercetările efectuate de Popovici-Hatzeg (1896, 1897 a, b, 1898, 1908), Teisseyre (1907, 1908), Meruțiu (1908), Popescu-Voitești (1910), același împreună cu Mrazec (1912, 1914) și ambii împreună cu Macovei (1912). Din 1915, la lucrările autorilor menționați s-au adăugat acelea ale lui Jekelius (1915, 1916 a, b, 1919), Preda (1925), Macovei (1927). Aceste cercetări au avut ca rezultat un inventar relativ sumar de date stratigrafice, a căror încercare de corelare nu a îmbrățișat decît în linii cu totul generale ansamblul Carpaților Orientali.

După 1930, o serie de lucrări monografice, reprezentînd teze de doctorat, au condus la aprofundarea datelor asupra regiunii menționate : Murgeanu (1934,), Filipescu (1936 a), Oncescu (1943). S-au realizat astfel primele imagini cartografice mai documentate și mai amănunțite, care au stat la baza investigațiilor ulterioare cu caracter regional. Datele cuprinse în aceste lucrări au fost completate în aceiași perioadă prin mai multe note ale autorilor : Murgeanu (1930 a, b, 1932), Murgeanu, Gherasi (1933), Filipescu (1936 b, 1937 a—d, 1940), Jekelius (1938), Preda (1939), Popescu-Voitești (1935). Rezultatele acestor cercetări au fost în mare parte consemnate pe foaia 5-a a hărții geologice a României la scara 1 : 500 000, editată în 1942.

De la această dată, pînă la Congresul Carpato-Balcanic din 1961 (Congresul V, București), cercetările au continuat, cu caracter progresiv mai amănunțit, cu lucrările autorilor : Murgeanu, Patrulius

[3] Fide Murgeanu, 1934.

Institutul Geologic al României

(1957, 1959), Murgeanu et al. (1959), Patrulius (1952, 1953, 1957), Filipescu singur sau cu diferiți colaboratori (1953, 1955 a—c, 1958), Popescu (1958), Băncilă (1958). În acest interval s-a ajuns în linii generale la concepția actuală asupra stratigrafiei și structurii flișului cretacic, realizîndu-se corelări la scara Carpaților Orientali. Cunoștințele obținute asupra stratigrafiei și tectonicii flișului din zona de curbură a Carpaților Orientali au permis realizarea hărții geologice la scara 1: 100 000 a Comitetului Geologic (pentru regiunea discutată aici — foaia Brașov, sub redacția lui Patrulius) și întocmirea ghidului la Congresul Carpato-Balcanic, de către Murgeanu et al. (1961). Problemele abordate la Congresul Carpato-Balcanic de la București au implicat însă aspecte foarte numeroase, incluzînd stratigrafia (Patrulius, 1963; Filipescu et al., 1963) și sedimentogeneza depozitelor cretacice (Murgeanu et al., 1963) de la curbura Carpaților Orientali.

Precizările aduse după această dată în flișul intern din valea Prahovei, valea Doftanei, valea Tîrlungului și de la obîrșia văii Buzăului se referă atît la compoziția litologică (Murgeanu et al., 1964; Avram, 1970; Patrulius, 1969; Gräf, 1969), la vîrsta (Avram, Matei, 1964; Ștefănescu, Zamfirescu, 1964; Ștefănescu, Ștefănescu 1970; Patrulius, Jipa, Ștefănescu, 1965; Vinogradov, Dragastan, 1965; Ștefănescu et al., 1965; Patrulius, 1969; Popovici, 1969, 1971; Kusko et al., 1970; Avram, 1970, 1972), la sedimentogeneza (Vinogradov, 1967; Mihăilescu, 1967; Patrulius, 1969) și tectonica flișului cretacic (Dumitrescu et al., 1962; Dumitrescu, Săndulescu, 1968, 1970; Contescu, 1966—1969; Patrulius et al., 1967; Ștefănescu, 1969; Hristescu et al., 1968). Rezultatele ultimelor cercetări au fost în mare parte înscrise în harta geologică la scara 1 : 200 000 a Institutului Geologic și în cîteva dintre foile hărții la scara 1 : 50 000 în curs de realizare la Institutul de Geologie și Geofizică.

În sfîrșit, două lucrări de doctorat susținute recent au adus contribuții importante cu privire la stratigrafia și tectonica zonei cuprinse între valea Zizinului și valea Teliului (Gräf, 1972, 1975), și bazinul superior al văii Teleajenului (Marinescu, 1972)[4].

Datele de ordin geofizic, mai puțin numeroase pentru flișul intern din regiunea studiată, se găsesc înscrise în lucrări cu caracter general asupra structurii fundamentului din întregul sector al curburii Carpaților Orientali (Airinei, 1963; Gavăt et al., 1971) sau privind paleomagnetismul unor olistolite de roci eruptive înglobate în flișul cretacic (Airinei, 1962).

În ansamblu, lucrările enumerate au format baza de la care au pornit studiile pe care le-am efectuat asupra flișului cretacic din bazinul văii Doftanei și văii Tîrlungului; chiar și acelea dintre ele care se referă la regiuni ceva mai îndepărtate au prezentat fapte sau idei care

[4] La acestea se adaugă încă o lucrare de doctorat, privind geologia bazinului mijlociu al văii Doftanei și a bazinului văii Cîmpinița, susținută în luna iunie 1975 de Alina Popovici.

Institutul Geologic al României

clarifică situația geologică din regiunea pe care am cercetat-o. Revederea mai pe larg a acestor fapte și idei va fi făcută în cuprinsul lucrării, în măsura în care acest lucru va fi necesar pentru explicarea poziției pe care am adoptat-o.

III. STRATIGRAFIA

Ultimii 17 ani de cercetare geologică în domeniul flișului de la curbura Carpaților Orientali au condus și la precizarea succesiunii entităților litostratigrafice care apar la zi în bazinele văilor Doftana și Tîrlung. Încă din 1959, continuînd spre vest observațiile făcute de Popescu (1958) în bazinul văii Teleajenului, Murgeanu și Patrulius au admis existența în această regiune a două domenii cu sedimentare în parte deosebită, delimitate de „anticlinalul Zănoaga-Roșca" ; cercetările ulterioare au clarificat mai mult succesiunea depozitelor eocretacice în aceste domenii (Ștefănescu et al., 1964[5] ; Avram, Matei, 1964 ; Avram, 1970), conducînd la separarea lor ca subunități tectonice distincte[6] : subunitatea de Zamura-Bratocea și subunitatea de Bobu, în cadrul dacidelor (internidelor) marginale (fide Patrulius et al., 1967 și Ștefănescu, 1969).

În domeniul (sau zona de sedimentare) Zamura-Bratocea, pe flancul estic al anticlinoriului Zamurei, au fost separate stratele de Sinaia Valanginian-Hauterivian) cu un orizont superior cu *Lamellaptychus angulicostatus ;* stratele de Comarnic (Barremian-Aptian inferior) ; complexul marno-grezos ruginiu (Barremian-Aptian), conglomeratele de Bucegi (Aptian terminal-Albian) de către Murgeanu et al. (1959) și de Murgeanu, Patrulius (1959). În cadrul stratelor de Sinaia a fost apoi recunoscut un orizont calcaros, inferior, și un orizont grezos, mediu (Ghidul excursiilor la Congresul Carpato-Balcanic, 1961 ; Murgeanu et al., 1964 ; Patrulius, 1969).

Succesiunea depozitelor cretacice din domeniul de Bobu a fost stabilită de Popescu (1958), care a separat următoarele entități în cadrul seriei de Bobu : complexul de marne și gresii calcaroase (strate de pîrîul Mogoșului — Aptian superior — Albian inferior) ; complexul gresiilor masive și conglomeratelor (Albian mediu) ; complexul marno-grezos micaceu, cu siderite (Albian superior). Unele precizări privind această succesiune și în special substratul ei, format din strate de Sinaia și dintr-un complex marno-grezos (Clansayesian), au fost aduse apoi de Avram, Matei (1964), Ștefănescu (1959), Avram (1972).

Cercetările pe care le-am efectuat în zona de apariție la zi a depozitelor menționate au permis unele revizuiri ale succesiunilor arătate mai sus, pe lîngă separarea a încă două entități litostratigrafice, dintre

[5] Arh. I.G.P.S.M.S., București.

[6] Evoluția ideilor privind structura geologică a regiunii este prezentată pe larg în pag. 96—100.

Institutul Geologic al României

care una în cuprinsul stratelor (sau formațiunii) de Sinaia și alta la partea inferioară a stratelor (formațiunii) de Piscu cu Brazi.

Fosilele numeroase pe care le-am recoltat, în special din depozitele hauteriviene, barremiene și apțiene, au arătat că entitățile litostratigrafice în care ele sînt cuprinse sînt parțial heterocrone, făcînd astfel improprie denumirea de „orizont" utilizată în nomenclatura unora dintre acestea.

Necesitatea de uniformizare a terminologiei a determinat utilizarea în cuprinsul lucrării a clasificării entităților litostratigrafice propuse în raportul preliminar nr. 3 (asupra unităților litostratigrafice) al subcomisiei internaționale pentru clasificare stratigrafică, redactat de Hedberg și prezentat la Congresul Geologic Internațional de la Montreal (1970).

A) DOMENIUL DE ZAMURA-BRATOCEA

Formațiunile cretacic-inferioare care apar la zi în partea de nord-est a anticlinoriului Zamurei se dispun ca benzi orientate aproximativ nord-sud, alăturîndu-se succesiv nucleului acestuia constituit din depozite tithonic-necomiene. Termenii succesiunii, încadrați ca vîrstă între Tithonicul terminal și Albian, sînt : formațiuni de Sinaia, formațiunea de Comarnic, formațiunea de Piscu cu Brazi și conglomeratele de Ciucaș-Zăganu.

1. **Tithonicul superior-Neocomianul — formațiunea de Sinaia** (Teisseyre, 1905) [7]

Formațiunea de Sinaia se dezvoltă în jumătatea vestică a regiunii, termenii ei cei mai vechi aflorînd în zona de creastă a munților Baiului. Încă din secolul trecut depozitele sale au fost paralelizate cu stratele de Ropianka și cu partea inferioară a gresiei carpatice din Transilvania (Paul, 1883 ; Olszewski, 1883) [8] ; descrierea ei a fost făcută abia în 1898 de către Popovici-Hatzeg, iar definirea sa ca „strate de Sinaia", de către Teisseyre, a întîrziat pînă în 1905 (=1908).

Deși definite destul de sumar, „stratele" de Sinaia au fost păstrate ca entitate litostratigrafică distinctă în întreaga literatură geologică a secolului XX, cercetările ulterioare anului 1905 aducînd treptat precizări asupra constituției litologice și tectofaciesului lor.

[7] Denumirea de strate de Sinaia apare ca atare într-o lucrare în limba română, în 1907 (Teisseyre, 1907). Ea a fost utilizată pentru prima oară, într-o comunicare în limba germană a aceluiași autor, susținută în 1903 la Congresul II al Asociației române pentru înaintarea și răspîndirea științei, lucrare tipărită în volum în 1908 (v. bibliografia) și ca extras în decembrie 1905 (fide Cernea, 1952).

[8] Op. cit. pct. 3.

Institutul Geologic al României

Încercările succesive de orizontare au condus într-o primă fază la desprinderea nivelului inferior al formațiunii de Comarnic (sensu Murgeanu 1930 a — 1934 și Patrulius 1952) și adăugarea sa la partea superioară a formațiunii de Sinaia sub numele de „orizont marnos, cu *Lamellaptychus angulocostatus*" (Murgeanu et al., 1959 ; Murgeanu, Patrulius, 1959). Ulterior, depozitele subjacente acestui „orizont" în anticlinoriul Zamurei, au fost grupate într-un pachet inferior, calcaros, și un altul, grezos (Murgeanu et al., 1961 ; Murgeanu et al., 1964 , Patrulius, 1969), subdiviziuni adesea greu de urmărit în teren datorită dezvoltării largi, între ele, a unui nivel de tranziție.

Separarea nivelului de tranziție menționat (care apare atît în munții Baiului cît și în bazinul văii Prahovei, deci în întreaga regiune tip a formațiunii de Sinaia) ca subformațiune aparte, ne-a permis caracterizarea mai omogenă și a subdiviziunilor litostratigrafice din culcușul și acoperișul acesteia.

Pe de altă parte, în lumina principiilor actuale de stratigrafie, dînd prioritate criteriilor litostratigrafice asupra criteriilor de vîrstă [9], „orizontul cu *Lamellaptychus angulocostatus*" ar trebui reconsiderat ca termen inferior al formațiunii de Comarnic, așa cum a fost definită de Murgeanu în 1930 și 1934. Revenirea la prima definiție a formațiunii de Comarnic este în prezent susținută și de D. Patrulius (Patrulius et al., 1976).

Astfel, în accepțiunea din lucrarea de față, formațiunea de Sinaia poate fi definită ca înglobînd depozitele care apar la zi în bazinul superior al văii Prahovei (inclusiv bazinul văii Azugii) și în munții Baiului, de la termenii cei mai de jos pînă la limita inferioară a formațiunii de Comarnic (sensu Murgeanu 1930 a și 1934). Ea cuprinde trei subformațiuni și anume, de jos în sus : subformațiunea calcaroasă ; subformațiunea calcaro-grezoasă ; subformațiunea grezoasă.

a) **Subformațiunea calcaroasă** (de valea Pîrae) (= partea inferioară a stratelor de Sinaia — Murgeanu et al., 1964, pro parte, Vinogradov, Dragastan, 1965, pro parte ; = Stratele de Sinaia inferioare — Patrulius et al., 1965, Patrulius, 1969, pro parte ; = orizontul I, de prefliș șistos + orizontul 2, grezo-calcaros — Ștefănescu 1973, pro parte).

Ghidul excursiilor la Congresul al V-lea Carpato-Balcanic (Murgeanu et al., 1961) a prezentat sumar compoziția litologică a părții inferioare a stratelor de Sinaia „constituită în special din șisturi argilo-marnoase și din marnocalcare" și care „cuprinde intercalații sporadice de brecii calcaroase și șisturi satinate roșii și verzi (strate de Azuga).

În 1964, Murgeanu et al., au arătat că „orizontul este format din calcare cenușii, groase de cca 1 m, marnocalcare albe, uneori cu accidente silicioase,... pelite calcaroase șistoase cenușii-verzui, în bază cu gresii cenușii, cu textură diagonală, dar a căror grosime în general nu

[9] Vezi și pag. 36, § 2—3.

Institutul Geologic al României

depăşeşte 10 cm", indicînd şi arealul său de răspîndire : în bazinul văii Azugii şi, către sud de aceasta, pînă în Valea Fetii şi valea Dutca.

Primul punct de vedere a fost apoi reluat, precizat şi dezvoltat de P a t r u l i u s (1969), care a arătat existenţa, la partea terminală a „stratelor de Sinaia inferioare" dintre Azuga şi Buşteni, a unor roci eupelogice („calcşisturi") dar şi a şisturilor argiloase de culoare închisă (şisturi argilo-grezoase ?) şi gresiilor în plăci şi lespezi pînă la 30 cm grosime, în acest pachet terminal intercalîndu-se primul nivel de apariţie al „stratelor" de Azuga.

Succesiunea depozitelor subformaţiunii calcaroase şi celei calcaro-grezoase din zona munţilor Baiului se încadrează global în definiţia „stratelor de Sinaia inferioare" în accepţiunea P a t r u l i u s, 1969, ultima dintre subformaţiunile menţionate fiind echivalentul pachetului lor terminal.

Limita inferioară a subformaţiunii calcaroase nu este cunoscută. Cei mai vechi termeni ai săi apar la zi în lungul faliei valea Roşie — valea Paltinului (în versantul vestic al munţilor Baiului) iar cei mai noi în Creasta Baiului şi în versantul său estic — către bazinul văii Doftanei.

Suprafaţa de afloriment a depozitelor sale se situează în partea de sud-vest a regiunii cercetate, în zona de creastă a munţilor Baiului de la vîrful Rusu către nord, pînă la nord de vîrful Paltinul. Ea este delimitată către vest, în versantul vestic al acestor munţi, de falia valea Roşie — valea Paltinului iar către est, în bazinul văii Muşiţei, de suprafaţa de afloriment a subformaţiunii calcaro-grezoase. Cele mai bune deschideri se află pe valea Unghia Mică, Valea Steviei şi pe cei doi confluenţi de la obîrşia Văii Neamţului — în bazinul văii Azugii, pe pîraele de la obîrşia Văii lui Manole, Văii Pîrae şi Văii Muşiţei — în bazinul văii Doftana Ardeleană. Către nord, subformaţiunea reapare pe o suprafaţă restrînsă, în Valea Tigăilor.

Profilul cel mai complet al subformaţiunii calcaroase, pe care îl propunem aici ca profil tip, poate fi urmărit începînd din Valea Steviei, apoi pe creasta Baiului între Vîrful Neamţului şi Vîrful Pîrae şi continuînd pe confluentul nordic la obîrşie al Văii Pîrae sau pe confluentul sudic la obîrşie al Văii Muşiţei.

Primul termen al succesiunii (în Valea Steviei şi pe creasta Baiului între Vîrful Neamţului şi Vîrful Pîrae) îl constitue un pachet gros de 600—700 m format în cea mai mare parte din gresii şistoase decimetrice, cu stratificaţie oblică sau convolută, în alternanţă cu şisturi argiloase şi argilo-grezoase verzui sau cenuşiu-negricioase. Mai rar, el cuprinde marnocalcare albe şi grezocalcare, cu grosimi în general sub 20 cm dar care ajung uneori pînă la 1 m, şi care sînt mai frecvente în cadrul unor nivele predominant calcaroase, groase de 5—20 m. Acelaşi pachet grezos-şistos apare la baza subformaţiunii şi către sud — pe Valea Roşie.

Partea superioară a succesiunii (cca 400—500 m) este formată la obîrşia Văii Pîrae şi Văii Muşiţei dintr-o alternanţă continuă şi foarte

Institutul Geologic al României

caracteristică de marnocalcare și grezocalcare cenușii, cu șisturi argiloase cenușiu-verzui și, mai puțin, cu gresii șistoase și brecii calcaroase cu elemente de șisturi cristaline (cuarțite, mai rar micașisturi). Această alternanță dă aspectul tipic al subformațiunii în valea Azugii și se întîlnește cu aceleași caractere și pe cei doi confluenți ai Văii Neamțului și în Valea Tigăilor.

Elementul litologic cel mai caracteristic al subformațiunii îl formează marnocalcarele albe sau crem, groase de la 0,30 pînă la 1,5 m, omogene (pl. IV fig. 2, 4 ; pl. V fig. 1) sau avînd zone de „grezocalcar" la partea inferioară și în cuprinsul lor. Există toți termenii de tranziție de la strate de marnocalcar fin către strate formate complet din grezocalcar. Intercalațiile de „grezocalcar" de la partea inferioară sau din interiorul marnocalcarelor sînt de fapt zone de material resedimentat, datorindu-și aspectul macroscopic grosier îngrămădirii feldspaților de neoformație sau peletelor în nivelele respective, al căror ciment este în parte sparitic (pl. IV, fig. 1) ; ele trec mai mult sau mai puțin gradat la partea superioară către depozitul microcristalin normal al marnocalcarului. Totuși calcarele cu indicații de redepunere sînt relativ rare în cuprinsul subformațiunii calcaroase (mai frecvente numai în pachetul bazal și către limita superioară) ; ele devin însă foarte abundente în subformațiunea imediat superioară.

Șisturile argiloase satinate constituie de asemenea un element litologic caracteristic. Ele apar în secvențe groase de la cîțiva centimetri la cîțiva metri, cu suprafețe de clivaj colorate ruginiu sau verzui. Pe fețele de șistozitate expuse alterării ele sînt cenușiu-verzui, iar în spărtură proaspătă cenușiu-negricioase ; în pachetul superior, șisturile se îmbogățesc în $CaCO_3$, ajungînd adevărate marnocalcare șistoase ale căror fețe de desfacere păstrează însă un aspect identic celor descrise mai înainte. Mai rar, și mai ales către partea inferioară, ele conțin și material detritic, transformîndu-se în șisturi argilo-grezoase. Pe creasta Baiului la nord de Vîrful Pîrae, apar într-o secvență subțire și argile mai compacte, gloduroase, de culoare kaki (pl. IV fig. 3), amintind stratele cu Aptychus și reprezentînd probabil un echivalent litologic, situat la un nivel inferior al „calcșisturilor" semnalate în valea Prahovei de Patrulius în 1969.

Gresiile, în general puțin abundente în jumătatea superioară a subformațiunii, sînt subțiri (1—3, rar 10 cm), fine, în plăci, cu trecere gradată către șisturile argiloase între care se intercalează, sau formînd baza stratelor de marnocalcar. Mai rar, ele au fața inferioară bine delimitată, în acest caz prezentînd pe talpă hieroglife (bioglife și vagi urme de curent). Către partea inferioară a subformațiunii gresiile sînt mai bine individualizate și iau o dezvoltare mai mare în cadrul unor secvențe puțin calcaroase, dezvoltîndu-se în strate de 5—10 cm, cu stratificație oblică sau, mai rar, curbicorticală.

Un constituent litologic mai puțin frecvent îl formează breciile calcaroase cenușiu-negricioase, cu elemente de calcare cenușii și de șisturi cristaline (pl. IX, fig. 1). Ele au fost întîlnite pe confluentul dreapta al Văii Neamțului, la obîrșia Văii Pîrae și pe Piciorul Predeluș. În

Institutul Geologic al României

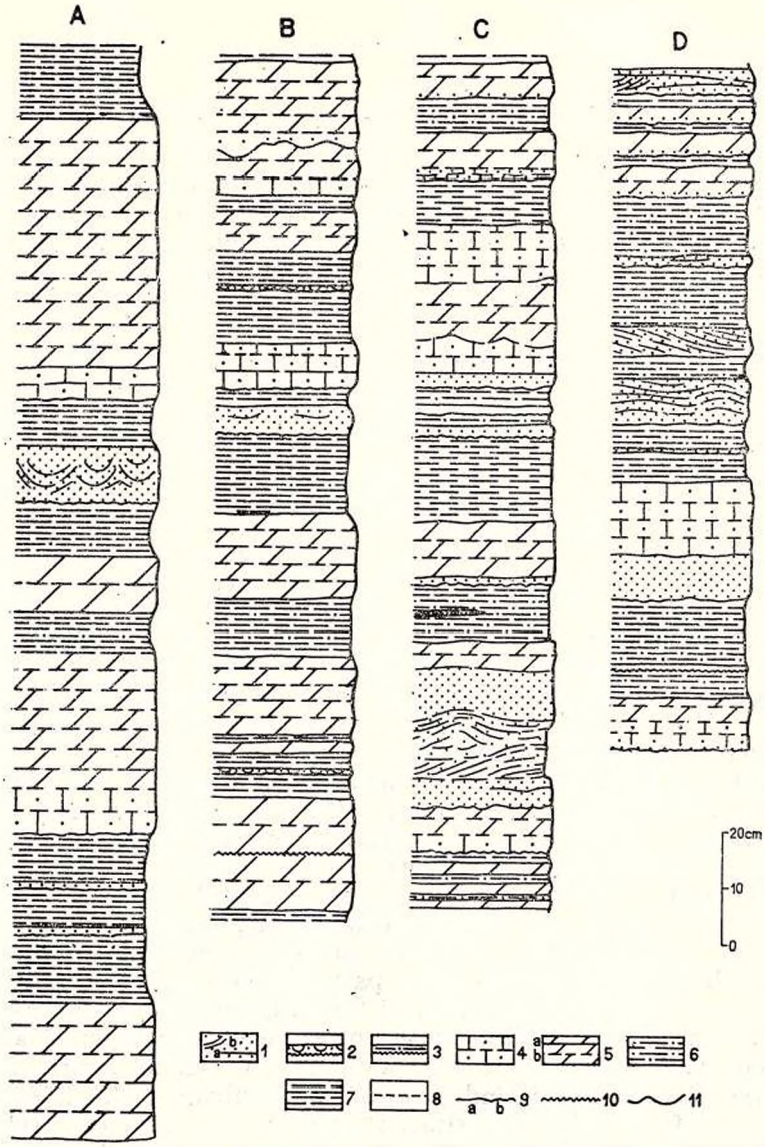


Fig. 4. — Coloane litologice de amănunt în subformaţiunea calcaroasă (A, B) şi cea calcaro-grezoasă din formaţiunea de Sinaia.

A, Versantul din stînga văii Paltinului ; B, C, D, Valea Tigăilor (D, la limita superioară a subformaţiunii calcaro-grezoase).

1, Gresii în strate de 2—3 dm ; a, cu feţe de separaţie internă, b, cu laminaţie ; 2, gresii în strate de 1—3 cm, cu laminaţie convolută ; 3, gresii marnoase ; 4, grezocalcare ; 5a, marnocalcare, 5b, marnocalcare compacte (fără suprafeţe de separaţie internă) ; 6, şisturi argilo-grezoase ; 7, şisturi argiloase ; 8, lamine grezoase în cuprinsul marnocalcarelor ; 9, talpa gresiilor : a, netedă ; b, cu hieroglife ; 10, stilolite în cuprinsul marnocalcarelor ; 11, diasteme.

Colonnes lithologiques de détail dans la sous-formation calcaire (A, B) et celle calcaire-gréseuse, de la formation de Sinaïa.

A, Le versant à gauche de la vallée Paltinului ; B, C, D, la vallée Tigăilor (D, à la limite supérieure de la formation calcaire-gréseuse).

1, Grès es couches de 2—3 dm ; a, à discordances internes ou diastèmes, b, à laminations ; 2, grès en couches de 1—3 cm, à lamination convolute ; 3, grès marneux ; 4, grès calcaires ; 5a, marno-calcaires, 5b, marno-calcaires compacts (sans surfaces de séparation interne) ; 6, schistes argilo-gréseux ; 7, schistes argileux ; 8, joints minces siltiques à l'interieur des marnes et marno-calcaires ; 9, surface inférieure des couches des grès : a, lisse, b, à hiéroglyphes ; 10, jonts stylolithiques fins à l'intérieur des marno-calcaires ; 11, diastèmes.

Institutul Geologic al României

aceste brecii apar șisturi clorito-sericitoase, cuarțite și cuarț în parte calcitizat, micrite cu *Saccocoma,* mice (mai ales biotit), alături de pellete, foraminifere bentonice, prinse în cimentul sparitic, uneori cu pigment limonitic. Alteori, ele au numeroase elemente de calcar cenușiu-negricios iar la microscop evidențiază fragmente subordonate cantitativ de cuarț, cristale mari de plagioclazi, micrite cu neoformații rombice, fragmente de calcit, de briozoare, de cochilii formate din calcit fibros, intrasparite cu *Saccocoma* etc. Apar, de asemenea, clare dolomitizări ale matricei în jurul particolelor de cuarț sau de calcit

Asocierea elementelor litologice descrise, pentru formarea ritmurilor, este foarte diversă. Cel mai frecvent ele se asociază astfel : gresie șistoasă — șist argilos ; marnocalcar — șist argilos ; grezocalcar — marnocalcar — șist argilos (fig. 4 A, B). Se întîlnesc însă și indicii de eroziune și redepunere în ritmuri de tipul grezocalcar — marnocalcar — grezocalcar — marnocalcar — șist argilos (fig. 4 B). Redepunerea materialului este de altfel indicată și de prezența laminelor de „grezocalcar" în interiorul calcilutitului, formînd o stratificație oblică sau încrucișată (fig. 5, 6).

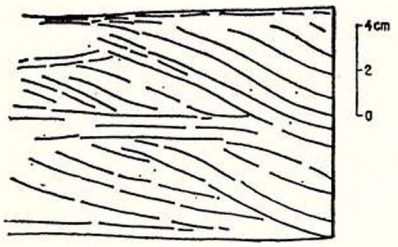


Fig. 5. — Laminație oblică în grezocalcarele de la partea superioară a subformațiunii calcaroase, din Valea Tigăilor.

Lamination oblique dans les grès calcaires de la partie supérieure de la sous-formation calcaire, de la Vallée Tigăilor.

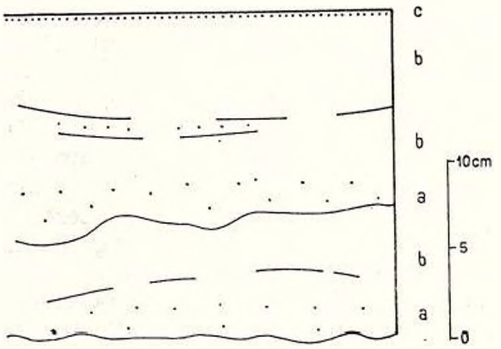


Fig. 6. — Urme de eroziune într-un calcar granoclasat din subformațiunea calcaroasă, de pe Valea Tigăilor.
a, grezocalcar ; b, marnocalcar ; c, peliculă de gresie la partea superioară a grezocalcarului.
Traces d'érosion dans un calcaire granoclassé de la sous-formation calcaire, de la Vallée Tigăilor.
a, Gréso-calcaire ; b, marno-calcaire, c, pellicule de grès à la partie supérieure du gréso-calcaire.

b) **Subformațiunea calcaro-grezoasă** (= partea inferioară a stratelor de Sinaia — Murgeanu et al., 1961, pro parte ; = orizontul calcaros — Murgeanu et al., 1964, Vinogradov, Dragastan, 1965, pro parte ; = orizontul grezos — Murgeanu et al., 1964, Vinogradov, Dragastan, 1965, pro parte ; = stratele de Sinaia inferioare — Patrulius et al., 1965, Patrulius, 1969, pro parte ; =

Institutul Geologic al României

complexul intermediar — Avram, 1970,[10] 1971[11]; = orizontul grezo-calcaros — Ştefănescu, 1973, pro parte).

Sub acest nume am separat cartografic pachetul de tranziţie dintre subformaţiunea calcaroasă şi cea grezoasă. Acesta apare la zi ca o fîşie ce mărgineşte către est şi sud zona de afloriment a subformaţiunii calcaroase, începînd, în bazinul văii Doftanei, din creasta munţilor Baiului la sud de vîrful Rusului şi continuînd pe la obîrşia Văii Calde, Văii lui Manole, văii Pîrae — în cursul inferior al văii Muşiţei, apoi către nord în Valea Paltinului şi, ca o apariţie izolată, în Valea Tigăilor (în lungul anticlinalului Muntele Turcului — vîrful Comloş). În versantul vestic al munţilor Baiului există apariţii de mai mică importanţă ale depozitelor acestei subformaţiuni, pe cei doi confluenţi ai Văii Neamţului la obîrşie şi pe Valea Turcului, în flancul vestic al faliei Valea Roşie — Valea Paltinului. De asemenea, ele formează mici petece în creasta munţilor Baiului la sud de Vîrful Steviei şi de Vîrful Rusului, acoperind depozitele subformaţiunii calcaroase.

Profilul cel mai complet prin depozitele subformaţiunii este deschis la zi în regiune pe creasta Baiului de la cca 1 km sud de Vîrful Rusului, pînă la obîrşia Văii Calde.

Grosimea sa, destul de variabilă, atinge 600 m în bazinul văii Doftanei, reducîndu-se însă către nord pînă la 150—200 m în Valea Tigăilor.

Din punct de vedere litologic, subformaţiunea calcaro-grezoasă este formată dintr-o alternanţă de grezocalcare şi, mai puţin, marnocalcare în strate de 10—30 cm, între care se intercalează şisturi argiloase şi argilo-grezoase cenuşiu-negricioase sau negre, gresii cu stratificaţie diagonală sau uşor convolută, foarte frecvente dar de grosimi în general reduse (5—10 cm), şi brecii calcaroase.

Dintre constituenţii menţionaţi, marnocalcarele şi grezocalcarele amintesc adesea prin frecvenţă şi grosime pe acelea din subformaţiunea calcaroasă subjacentă. Pe această bază pachetele sale mai calcaroase au fost incluse pe unele profile, la subformaţiunea calcaroasă (Vinogradov, Dragastan, 1965; Patrulius, 1969) deşi ele se deosebesc de cele din subformaţiunea amintită prin culoarea vineţie, granulaţia mai mare şi prin existenţa unor zone de dizolvare preferenţială dispuse în reţea. În secţiuni subţiri aceste calcare prezintă aproape întotdeauna indicii de resedimentare: îngrămădirea feldspaţilor de neoformaţie, foraminiferelor, etc., în laminele mai grosiere ale calcarelor micro- sau criptocristaline şi existenţa peletelor, care uneori devin constituenţii lor principali (pl. VI fig. 2—4). În subformaţiunea calcaro-grezoasă, spre deosebire de cea calcaroasă, este frecventă apariţia marnocalcarelor şi grezocalcarelor la partea superioară a unor gresii de cîţiva centimetri grosime, cu stratificaţie diagonală; ele păstrează adesea aceiaşi stratificaţie, indicînd depunerea gradată după un transport prealabil a materialului component (pl. VI fig. 1).

[10], [11] Arh. I.G.G.. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

126949

Breciile subformațiunii calcaro-grezoase sînt formate în cea mai mare parte din elemente de calcar (micrite cu neoformații de cuarț și feldspat, pelsparite alge), apoi cristale izolate de muscovit și biotit, cuarțite adesea cloritoase, prinse într-un ciment calcaros, uneori hematitic (pl. IX fig. 2). Gradul de diagenizare al elementelor este destul de accentuat, denotat de calcitizarea elementelor de cuarț și de recristalizarea calcarelor.

Ceilalți constituenți litologici menționați : șisturile argilo-grezoase negre și gresiile cu stratificație oblică sau convolută reprezintă depozitul normal, de fliș argilo-grezos, în care a avut loc resedimentarea materialului pelitic, probabil încă neconsolidat, provenit din subformațiunea calcaroasă. Prin acești constituenți subformațiunea calcaro-grezoasă se apropie mai mult de subformațiunea grezoasă care urmează în succesiune.

Alternanța ritmică a elementelor litologice comportă variații de la tipul cel mai complet : gresie—grezocalcar—marnocalcar—șist argilos, către tipuri diferite : gresie—șist argilo-grezos—șist argilos, gresie—marnocalcar—șist, argilo-grezos, etc. Există o mare diversitate în aspectul gresiilor, care pot fi compacte, granoclasate, gresii șistoase cu laminație paralelă sau oblică. Trecerea de la gresie la marnocalcar se face fie gradat, prin intermediul grezocalcarelor, fie brusc, în acest caz ele fiind delimitate prin suprafețe de discontinuitate mai mult sau mai puțin convolute (fig. 4 C, D). Hieroglifele sînt de asemenea rare, fiind în general rău păstrate din cauza microcutării accentuate ; în această situație direcțiile de transport arătate de mecanoglifele de curent nu pot fi luate în considerație.

Pe Valea Călîia (afluent mai mare pe stînga al Văii Calde) și pe afluentul mai mare pe dreapta Văii lui Manole — în bazinul Văii Mușiței, pe un afluent al văii Pîrae sub Vîrful Rusului și în bazinul Văii Tigăilor, la limita dintre subformațiunea calcaroasă și cea calcaro-grezoasă și în baza acesteia din urmă, se întîlnesc marnocalcare cu accidente silicioase, la un nivel care l-ar putea reprezenta pe acela, considerat constant, al ivirilor de marnocalcare cu silicifieri de pe valea Dutca, Valea Fetii, valea Zamurei, valea Șipa, valea Prahovei în amonte de confluența cu Valea Largă și al ivirilor de „strate" de Azuga din valea Prahovei (Ștefănescu, Ștefănescu, 1970) și care au fost considerate de Murgeanu et al. (1961) și de Patrulius (1969) ca aparținînd părții inferioare a stratelor de Sinaia.

c) **Subformațiunea grezoasă** (= partea medie a stratelor de Sinaia — Murgeanu et al, 1961 ; = orizontul grezos — Murgeanu et al., 1964, Vinogradov, Dragastan, 1965, pro parte ; = stratele de Sinaia .medii. — Patrulius et al., 1965, Patrulius, 1969 ; = orizontul șistos — Ștefănescu, 1973).

Cea mai mare parte din arealul de apariție la zi în regiune a formațiunii de Sinaia este ocupată de depozitele aparținînd subformațiunii grezoase : pornind de la zonele de afloriment ale subformațiunilor inferioare (din sud-vestul regiunii), ele se extind pe mai mult de jumătate

Institutul Geologic al României

din suprafaţa acesteia, pînă în treimea sa estică, unde sînt acoperite de depozitele formaţiunii de Comarnic dezvoltate pe flancul estic şi nord-estic al anticlinoriului Zamura.

Constituţia sa litologică, destul de omogenă, a permis păstrarea sensului său iniţial la aproape toţi cercetătorii care s-au ocupat cu studiul stratelor de Sinaia din anticlinoriul Zamurei. Prima indicaţie cu privire la existenţa sa ca pachet individualizat, apare în lucrarea lui Murgeanu et al. din 1961. O altă lucrare din 1964, a lui Murgeanu et al. a precizat existenţa în cuprinsul său a unui pachet bazal, format din gresii subţiri sub 5 cm şi din pelite cenuşii în alternanţă deasă, şi a făcut descrierea sumară a constituenţilor litologici care formează masa sa principală, insistînd mai ales asupra compoziţiei şi poziţiei stratigrafice a breciilor cu elemente de şisturi cristaline pe care subformaţiunea le include. În sfîrşit, descrierea amănunţită a subformaţiunii, realizată în parte după datele de ordin sedimentologic ale lui Jipa (in Murgeanu et al., 1961) a fost făcută de Patrulius (1969).

Deşi în general litologia sa este conformă cu descrierile realizate in lucrările menţionate mai sus, în bazinele văilor Doftana şi Tîrlung există unele particularităţi în variaţia pe verticală a diferitelor pachete de depozite şi în distribuţia lor areală, care trebuie menţionate [12]

Succesiunea depozitelor subformaţiunii grezoase începe, în partea de sud a regiunii (Valea Caldă) printr-un pachet format din gresii calcaroase, adesea grosiere, groase de 10—40 cm (mai rar metrice), cu desfacere după feţe interne paralele, din grezo-argile cenuşiu-negricioase, în plăci de 1—1,5 cm şi din şisturi argiloase foioase, între care se intercalează rare grezocalcare cenuşii de 10—20 cm grosime. Peste el urmează un al doilea pachet, format predominant din gresii subdecimetrice (frecvent de 2—5 cm) în alternanţă cu şisturi argilo-grezoase şi argiloase negre şi cu grezocalcare cenuşii ; acest ultim pachet ocupă cea mai mare parte din grosimea subformaţiunii, în sectorul menţionat.

Mai la nord (în valea Pîrae, Valea Muşiţei, piciorul Predeluş), baza subformaţiunii este constituită dintr-un pachet compus predominant din gresii subţiri de 2—5 cm, cu stratificaţie oblică, în alternanţă deasă cu şisturi argiloase sau argilo-grezoase negre şi cu rare marnocalcare decimetrice vineţii.

În general, în cuprinsul subformaţiunii au loc variaţii cantitative ale aceloraşi constituenţi litologici, aspectul general fiind dat cu toate acestea de predominanţa gresiilor. Astfel, pe valea Pîrae şi Muntele Rusului, la vest de muntele Prişcu şi în cîteva puncte din profilul văii

[12] În legătură cu aceste particularităţi şi ţinînd seama de prioritatea descrierii depozitelor sale în bazinul văii Prahovei (Popovici-Hatzeg, 1898), profilul tip al subformaţiunii grezoase nu poate fi stabilit în cuprinsul regiunii discutate aici. El ar trebui căutat în lungul văii Prahovei, în apropierea localităţilor Sinaia şi Buşteni, unde de altfel se află unul dintre profilele care deschid la zi nivelul de trecere de la subformaţiunea calcaroasă — în apropiere de confluenţa văii Prahovei cu Valea Mărului şi Valea Seacă (Patrulius, 1969) ca şi numeroase profile ale limitei sale superioare.

Institutul Geologic al României

Tîrlungului spre aval de Valea Dracului marnocalcarele se dezvoltă mai mult, ajungînd chiar la strate de 20—30 cm, aflorimentele amintind aspectul subformațiunii calcaro-grezoase. Alteori, gresiile formează strate de 1, 3, sau chiar 5 m grosime, în pachete de 10—15 m ; în general însă, gresiile subțiri, în alternanță deasă cu șisturi argilo-grezoase și, către nord, cu mereu mai puține marnocalcare sau grezocalcare dau aspectul comun al subformațiunii la fundul văii Azugii, pe valea Doftana Ardeleană, în valea Gîrcinului și Valea Dracului. În primele dintre aceste profile, pachetul cu gresii subțiri a fost individualizat de Ștefănescu (1973) ca „fliș format din pelite și gresii subțiri cenușii" sau „orizontul șistos".

Partea superioară a succesiunii, în cadrul subformațiunii grezoase, o formează un pachet cu numeroase marnocalcare albe, fin diaclazate. În valea Doftanei, unde este mai bine dezvoltat și mai omogen, acest pachet a fost încadrat mai de mult ca suborizont inferior al stratelor de Sinaia superioare (Ștefănescu et al., 1964 [13]; Vinogradov, Dragastan, 1965) ; către baza sa, pe muntele Orjogoaia la vest de vîrful Coștila, se intercalează o lamă de șisturi cloritoase de dimensiuni relativ reduse (cca 10 m diametru), marcînd nivelul la care au fost insedimentate lamele de șisturi cristaline din muntele Prislopu și din versantul stîng al văii Prahovei (Murgeanu et al., 1964 ; Vinogradov, 1964 ; Patrulius, 1969 ; Harta 1 : 200 000 a Institutului Geologic, foaia Brașov). În mod asemănător, fără legătură cu intercalații de brecii, apar în valea Ramura Mică (Gîrcin) și pe Plaiul lui Andir, calcare albe sau cenușii (micrite cu radiolari sau cu *Sarcocoma*) ca blocuri de 2—4 m diametru. În partea nordică a regiunii — pe muchia Zarapa și pe plaiul Rențea la nord de cabana Rențea — ultimul termen al subformațiunii îl formează un pachet de „șisturi argiloase micacee cenușii", cu intercalații subordonate de gresii moi foarte micacee, semnalat de Murgeanu et al. (1959).

Trecerea către nivelul inferior al formațiunii de Comarnic este anunțată de apariția calcarenitelor și calciruditelor de tipul celor întîlnite în această formațiune, urmată de dispariția treptată a gresiilor și marnocalcarelor albe diaclazate și de îmbogățirea în marno-argile și în marne (valea Mușiței).

Dintre toți constituenții litologici ai subformațiunii, amintiți mai sus, gresiile prezintă variațiile cele mai importante. Gresiile masive apar în strate de 1—5 m și sînt calcaroase, cenușii negricioase foarte micacee (muscovitice), cu laminație convolută către partea superioară și cu laminație paralelă către partea inferioară ; cel mai adesea sînt mai grosiere în bază și progresiv mai fine către partea superioară (stratificație gradată). Ele apar la zi pe Valea Podului (la Zizin), în valea Doftana Ardeleană, muntele Vaida, la gura Văii lui Manole și, în afara regiunii, pe valea Prișcului și în bazinul văii Floreiului. Gresiile subțiri (1—5 cm) sînt de asemenea calcaroase, cenușii-negricioase, mai grosiere și musco-

[13] Arh. I.G.P.S.M.S., București.

Institutul Geologic al României

vitice pe talpă. Ele trec la partea superioară la şisturi argilo-grezoase şi, apoi, la argile marnoase mai mult sau mai puţin şistoase, de culoare cenuşiu-negricioasă sau verzuie, cel mai adesea solzate datorită microcutării. Aceste gresii prezintă laminaţie paralelă sau oblică, cu feţe de separaţie muscovitice, negricioase datorită materialului cărbunos (fig. 7 A, B).

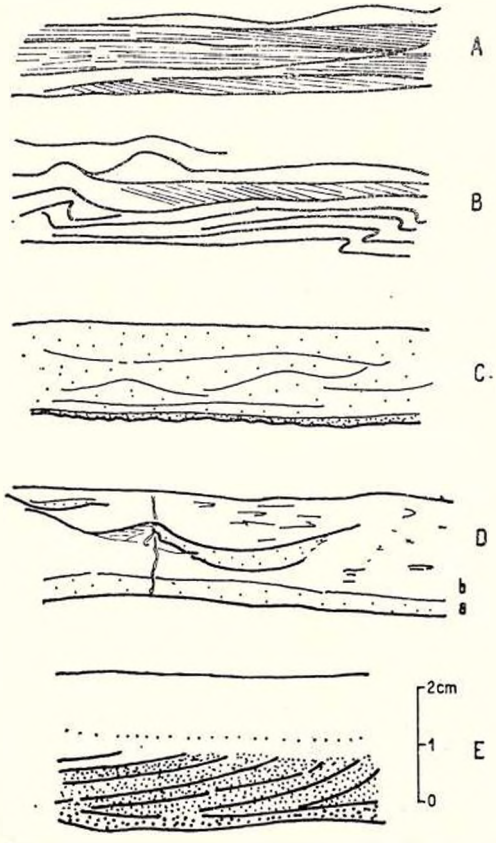


Fig. 7. — Structuri interne ale grezocalcarelor şi marnocalcarelor subformaţiunii grezoase din formaţiunea de Sinaia : A, B, laminaţie oblică în gresiile subţiri ale subformaţiunii ; C, laminaţie convolută în acelaşi tip de gresie ; D, stratificaţie gradată într-un marnocalcar de la partea superioară a subformaţiunii (a, grezocalcar, b, marnocalcar) ; E, trecerea de la gresie grosieră la gresie cu laminaţie oblică, apoi la grezocalcar şi marnocalcar. Valea Tîrlungului spre amonte de confluenţa cu valea Strîmtoarea la Şanţ.

Structures internes des gréso-calcaires et marno-calcaires de la sous-formation gréseuse de la formation de Sinaïa : A, B, lamination oblique dans les grès fins de la sous-formation ; C, lamination convolute dans le même type de grès ; D, granoclassement dans un marno-calcaire de la partie supérieure de la sous-formation (a, gréso-calcaire ; b, marno-calcaire) ; E, le passage de grès grossier à grès fin à lamination oblique, puis à greso-calcaire et marno-calcaire. La vallée du Tîrlung en amont du confluent avec la vallée Strîmtoarea la Şanţ.

Talpa gresiilor prezintă frecvent mecanoglife de curent : flute-casts, drag marks, prod casts, brush marks, saltation casts (J i p a, in M u r g e a n u et al., 1961). Sînt de asemenea frecvente pistele de reptaţie. Direcţiile de transport, foarte nesigure din cauza contorsionării stratelor, sînt de la sud la nord sau de la est-nord-est la vest-sud-vest (fig. 25).

Marnocalcarele apar fie ca strate independente (de 2—10 cm) pornind de la grezocalcare foarte subţiri (5 mm) situate în bază (fig. 7 D), fie la partea superioară a gresiilor cu stratificaţie oblică de care sînt legate prin intermediul unei zone de tranziţie (fig. 7 E). Ele sînt ce-

Institutul Geologic al României

nușiu-crem sau albicioase prin alterație, cenușii-vinete sau negre în spărtură și mai mult sau mai puțin diaclazate, în funcție de gradul de contorsionare al pachetului în care se găsesc ; pot avea fucoide cenușii sau albe.

Breciile subformațiunii grezoase, mai frecvente către partea sa superioară, sînt formate în cea mai mare parte din material cuarțitic, șisturi cristaline sericito-cloritoase și cloritoase, feldspați, micașisturi cu muscovit, rare cristale de biotit și muscovit, cuarțuri (monocristale) cu contur angular, parțial calcitizate, și din calcare : fragmente de cruste sau de cochilii formate din calcit fibros, fragmente de echinide și de briozoare, biointrasparite cu intraclaste conținînd calpionele, micrite cu briozoare, intramicrite cu *Globochaete* și radiolari, foraminifere bentonice.

Ritmul : gresie (sau grezocalcar) — marnocalcar — șist argilos este uneori incomplet, repetîndu-se înainte de finalizare : grezocalcar — marnocalcar/grezocalcar — marnocalcar (fig. 7 D) sau gresie — grezocalcar — marnocalcar / gresie (fig. 7 E). Cel mai adesea însă marnocalcarele lipsesc, succesiunea fiind formată din ritmuri de tipul : gresie-șist argilos/gresie (fig. 8).

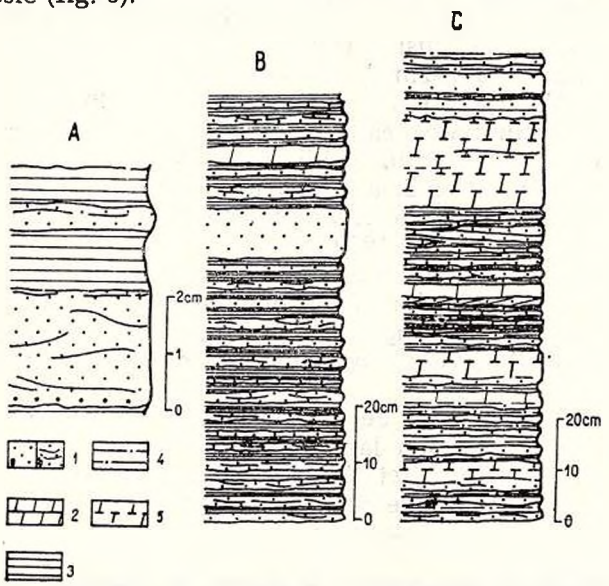


Fig. 8. — Coloane litologice de detaliu în subformațiunea grezoasă din formațiunea de Sinaia.

A, B, Valea Dracului ; C, valea Tîrlungului la confluența cu Valea Adîncă de Jos. 1a, gresii, 1b, gresii cu fețe de separație internă ; 2, marnocalcare ; 3, marne șistoase ; 4, șisturi argilo-grezoase ; 5, șisturi argiloase.

Colonnes lithologiques de détail dans la sous-formation gréseuse de la formation de Sinaïa.

A, B, Valea Dracului ; C, la vallée du Tîrlung au confluent avec le ruisseau Valea Adîncă de Jos.

1a, grès, 1b, grès à discordances internes ; 2, marno-calcaires ; 3, marnes schisteuses ; 4, schistes argilo-gréseux ; 5, schistes argileux.

Institutul Geologic al României

Prezența lamnației de curent, a mecanoglifelor a stratificației gradate, sînt indicii clare asupra originii clastice a aproape întregului material constitutiv al subformațiunii. Este probabil ca chiar formarea marnocalcarelor celor mai fine, fără material arenitic la partea lor inferioară, să fi avut loc prin depunere mai departe de locul de origine a materialului fin, după sedimentarea fracțiunii mai grosiere (Jipa, 1965). Pe de altă parte, răspîndirea destul de omogenă a radiolarilor în masa micritului în unele cazuri (pl. VII fig. 2), ca și lipsa altor indicii de resedimentare cum ar fi îngrămădirea feldspaților de neoformație în lungul unor lamine etc., pledează pentru formarea lor, cel puțin în parte, prin precipitare.

Grosimea subformațiunii grezoase se cifrează la 1400—1600 m, fiind însă greu de precizat din cauza cutării foarte accentuate a depozitelor sale.

d) **„Stratele" de Azuga** (Codarcea, 1940)

Definite inițial ca entitate litostratigrafică imediat inferioară stratelor de Sinaia din anticlinoriul Zamurei, „stratele" de Azuga au fost reconsiderate ca facies al acestora, asociat unor efuziuni submarine sau intruziuni de diabaze (Patrulius, 1954). Existența lor pe Piciorul lui Țircă și sub Cucula Mușiței (Plaiul Cenușei), în bazinul văii Doftanei și pe pîrîul Vaida din bazinul văii Tîrlungului a fost semnalată pentru prima oară de Murgeanu și Patrulius (1959) și de Murgeanu et al. (1959). Continuitatea către nord a ivirilor de „strate" de Azuga între Plaiul Cenușei și pîrîul Vaida și existența unui nivel superior al acestor „strate" au fost indicate apoi de Avram și Matei (în Ștefănescu et al., 1964 [14]), de Avram (1966, [15] 1971 [16]) și pe harta unei lucrări publicate (Avram, 1970).

În regiune, primul nivel de „strate" de Azuga apare în valea Doftana Ardeleană, la cca 2 km de la obîrșia văii, în cuprinsul subformațiunii calcaro-grezoase aproape de limita sa superioară. Aici ele sînt formate din filite roșii și verzi, care apar pe cca 1 m grosime în baza versantului drept.

Cel de-al doilea nivel de „strate" de Azuga apare din Plaiul Cenușei către nord-est într-un lanț de iviri : Piciorul lui Țîrcă, Pîrîul lui Țîrcă, afluentul văii Richitei de la nord de acesta, un afluent de pe stînga văii Prișcului aproape de creastă, interfluviul dintre Valea Întunecoasă de Jos și Valea Întunecoasă de Sus, pînă în pîrîul Vaida. Ivirea de pe Plaiul Cenușei — sub Cucula Mușiței — a fost descrisă în amănunt de Murgeanu și Patrulius (1959). Aici „stratele" de Azuga, asociate unor lentile de diabaze, sînt formate din argilite (filite) verzi și roșii și, dintr-un cuarțolit roșu, deasupra căruia apar pe o suprafață mică filite roșii și, mai sus pe versant, alternanța de gresii, șisturi argilo-grezoase și marnocalcare a subformațiunii grezoase. Ritmicitatea succesiunii formate din șisturi argiloase verzi sau roșii și silicolite

[14] Arh. I.G.P.S.M.S., București.

[15], [16] Arh. I.G.G., București.

Institutul Geologic al României

verzi se observă mai bine însă în versantul nordic al afluentului de pe stînga al văii Richitei spre amonte de Pîriul lui Țîrcă, sugerînd transformarea numai prin aport de silice a depozitelor normale ale formațiunii de Sinaia.

Aspectul microscopic al rocilor mai puțin transformate, în special al silicolitelor de 2—5 cm, este deosebit de instructiv (pl. IX, fig. 3) : în masa rocii se observă numeroase corpuri de silice provenite din diagenizarea radiolarilor, al căror aport la formarea intercalațiilor silicioase din „stratele" de Azuga a fost probabil substanțial.

Dintre celelalte apariții ale „stratelor" de Azuga, numai cele de pe interfluviul dintre Valea Întunecoasă de Jos și Valea Întunecoasă de Sus sînt asociate cu o altă ivire de diabaze, care apar pe 15—20 m grosime și care suportă direct depozite ale subformațiunii grezoase. În acest punct faciesul metamorfic nu apare în loc, dar se întîlnește ca blocuri în grohotiș și aluviune în ambele văi.

Pe Piciorul lui Țîrcă apar în plai filite cenușii, în cîteva deschideri foarte mici ale aceleiași zone de apariție la suprafață ; tot aici ele pot fi urmărite pe încă cîteva sute de metri către nord, ca fragmente în sol. Filitele sînt aici însoțite de marnocalcare și gresii ușor silicifiate, arătînd un grad de transformare incipient.

Cu același mod de apariție, fără deschidere la zi se întîlnesc filite roșii și pe afluentul de stînga văii Prișcului (sub creastă) și pe pîriul Vaida, unde se prezintă doar ca blocuri și fragmente în sol, la baza versantului drept.

Judecînd după extinderea lor în cuprinsul depozitelor cretacice din regiune, vîrsta ofiolitelor asociate „stratelor" de Azuga se situează în intervalul Neocomian-Apțian : ele apar intercalate în depozitele neocomiene, sînt resedimentate în breciile subformațiunii inferioare din formațiunea de Comarnic (în valea Floreiului — Vinogradov, 1964, la Poiana Crăiței [17] și în valea Doftanei la sud de localitatea Trăisteni — după Ștefănescu et al., 1964 [18]) — și reapar sub forma unui neck la contactul căruia sînt silicifiate conglomeratele din muntele Tesla, în Apțianul superior [19].

e) **Vîrsta subdiviziunilor litostratigrafice ale formațiunii de Sinaia.** Acceptată încă din secolul trecut ca fiind neocomiană (Herbich, 1878) sau barremiană (Popovici-Hatzeg, 1898) vîrsta depozitelor incluse în prezent la formațiunea de Sinaia a început să fie fundamentată din punct de vedere paleontologic după fosile găsite în situ de-abia în

[17] Bloc considerat klippă de rabotaj de către Mrazec și Popescu-Voitești (1912) sau corp eruptiv în loc de către Murgeanu (1934) și în sfîrșit, ca bloc în breciile stratelor de Sinaia superioare, de Airinei (1962).

[18] Arh. I.G.P.S.M.S., București.

[19] Ivire de diabaze citată de Murgeanu et al., 1959, și considerată apoi de Airinei (1962, p. 246) în poziție alohtonă. Ultimul punct de vedere este însă infirmat tocmai de silicifierea conglomeratelor din orizontul Teslei în apropierea corpului eruptiv.

Institutul Geologic al României

ultimii ani. Exceptînd fosilele recoltate din „orizontul marnos cu *Lamellaptychus angulocostatus*" care vor fi discutate în capitolul următor, singurele fosile citate din stratele de Sinaia sînt cîteva exemplare de *Aptychus,* de belemniţi, de brahiopode şi de amoniţi (ultimii provenind de la limita superioară a subformaţiunii grezoase) :

Punctaptychus sp. (Ştefănescu, Ştefănescu, 1970) — din subformaţiunea calcaroasă, de pe valea Azugii ; *Lamellaptychus didayi* Coquand (Avram, Matei, 1964) şi *Lamellaptychus* sp. (cf. *seranonis* Coquand) (Patrulius, 1969) de la partea superioară a subformaţiunii grezoase, din Valea Muşiţei şi, respectiv, din valea Ialomiţei ; dintre aceste forme *Punctaptychus* se ridică pînă în Berriasian iar *L. didayi* nu depăşeşte Hauterivianul inferior ;

Belemniţii, în general indeterminabili, proveniţi din subformaţiunea calcaroasă de pe valea Azugii (Murgeanu et al., 1964) şi din grezoasă de pe valea Ialomiţei (Patrulius, 1969) ;

Peregrinella peregrina (Buch), recoltată de Codarcea în valea Zamurei (fide Patrulius, 1969), din subformaţiunea grezoasă ;

Neolissoceras grasianum (d'Orbigny), *Lytoceras* sp., de sub limita superioară a subformaţiunii grezoase, din bazinul văii Zizinului (Gräf, 1972, 1975).

La fosilele enumerate am adăugat cîţiva belemniţi, de asemenea indeterminabili, proveniţi din subformaţiunea grezoasă de pe valea Floreiului şi Valea lui Manole (bazinul văii Doftanei) şi un exemplar foarte bine conservat de *Lamellaptychus angulocostatus* Peters forma *radiata* Trauth, recoltat de la limita superioară a subformaţiunii grezoase, pe un afluent de pe dreapta văii Zizinului.

În ansamblu aceste fosile stabilesc destul de sigur limita superioară a subformaţiunii grezoase (deci limita superioară a formaţiunii de Sinaia) în Hauterivian. Precizarea vîrstei subformaţiunii calcaroase, şi, în parte, a celei calcaro-grezoase a putut fi făcută însă numai prin studiul microbiofacial al calcarelor pe care ele le conţin.

Cercetarea microorganismelor din formaţiunea de Sinaia în secţiuni subţiri a fost abordată de Filipescu, Iliescu (1958), Filipescu, Dragastan (1963), Murgeanu et al. (1964), Vinogradov, Dragastan (1965), Patrulius et al. (1965), Patrulius (1969), Ştefănescu şi Ştefănescu (1970). În urma acestor studii subformaţiunea calcaroasă a fost considerată berriasiană (Patrulius et al., 1965 ; Patrulius, 1969) sau berriasian-valanginian bazală (Vinogradov, Dragastan, 1965) ; subformaţiunea grezoasă a fost încadrată în Berriasianul superior — Hauterivianul inferior şi, respectiv, în Valanginian. De asemenea, în 1970, Ştefănescu şi Ştefănescu au acordat vîrsta berriasiană unui nivel inferior, cu accidente silicioase, al stratelor de Sinaia de pe Valea Izvorului, pe care l-au echivalat cu nivelul de apariţie al „stratelor" de Azuga din valea Prahovei, deci cu subformaţiunea calcaro-grezoasă în accepţiunea noastră.

Fără argumente paleontologice, Săndulescu şi Săndulescu (1965), Răileanu et al. (1968) şi Ştefănescu (1973) au presupus

Institutul Geologic al României

că partea inferioară a stratelor de Sinaia coboară în Tithonic ; iar J o j a (1966) a admis caracterul heterocron al faciesului „de tip Sinaia" de la sud către nord : Tithonic-Berriasian în Bulgaria, Berriasian-Hauterivian în Carpații Orientali românești și Valanginian-Hauterivian în Carpații polonezi (= strate de Ceszyn superioare și strate de Grodisht din pînza silezianǎ).

Studierea în secțiuni subțiri a calcarelor marnoase cuprinse în succesiunea depozitelor formațiunii de Sinaia, ne-a condus la concluzii în parte diferite de acelea ale autorilor citați ; pentru acest motiv am considerat necesară descrierea mai amănunțită a succesiunii asociațiilor de calpionele, pe profilele care au format obiectul studiului microbiofacial : Valea Caldă (continuat cu creasta Baiului la sud de obîrșia Văii lui Manole) ; afluentul mare pe dreapta al Văii lui Manole care izvorăște sub Vîrful Rusului ; valea Pîrae ; Valea Paltinului ; Valea Tigăilor (fig.9).

— În creasta munților Baiului la sud de obîrșia Văii lui Manole și Valea Caldă, pornind de la obîrșia lui Manole către sud se recunosc depozite aparținînd subformațiunii calcaroase, depozite ale subformațiunii calcaro-grezoase (gresii șistoase centimetrice care trec la grezocalcare de 10—20 cm și șisturi argiloase sau argilo-grezoase cenușii-negricioase) și ale celei grezoase (deschise la zi în Valea Caldă și formate în bază dintr-un pachet cu gresii groase de 50 cm—1 m, cu grezocalcare de 10—20 cm și șisturi argilo-grezoase negricioase cenușii și verzui și, cu totul subordonat, marnocalcare ; peste acestea se dispune, în aval de confluența cu Valea lui Manole, un al doilea pachet cu gresii groase).

Marnocalcarele acestei succesiuni conțin la partea cu totul superioară a subformațiunii calcaroase : *Calpionella alpina* (L o r.) cu forme mici, alungite (pl. I, fig. 12) și rare *Crassicollaria massutiniana* (C o l.) (pl. III, fig. 8). La limita cu subformațiunea calcaro-grezoasă apar forme mari de *C. alpina* (pl. I, fig. 14), *Calpionella* sp., *Crassicollaria parvula* R e m., *Tintinnopsella carpatica* M u r g. et F i l. cu forme mari (pl. III, fig. 14) și *Remaniella ?* sp. aff. *R. cadischiana* (C o l.) (pl. III, fig. 17), alături de *Globochete alpina L o m b.* și *Stomiosphaera*. În subformațiunea calcaro-grezoasă, la bază, am întîlnit rare *C. massutiniana* cu forme discutabile (pl. III, fig. 9), *T. carpathica* mari (pl. III, fig 15, 16), *C. alpina* cu forme mari și medii (pl. I, fig. 22), iar mai sus în succesiune, un singur exemplar de *Calpionellopsis oblonga* (C a d.) (pl. III, fig. 18). Alături de acestea se recunosc *Globochaete alpina,* numeroase fantome de radiolari, spiculi calcitizați, etc. ; în unele secțiuni se observă prezența aproape exclusivă a unei singure specii — mai ales *T. carpatica* — fapt deja semnalat de P a t r u l i u s (1969) pentru depozitele formațiunii de Sinaia din valea Azugii.

Resedimentările existente încă din baza subformațiunii calcaro-grezoase devin mai frecvente către partea sa superioară, unde calcarele microcristaline conțin frecvent numai radiolari calcitizați.

La limita superioară a acestei subformațiuni calcarele conțin foraminifere, rare oolite și *Nannoconus.* O singură secțiune a arătat, ală-

Institutul Geologic al României

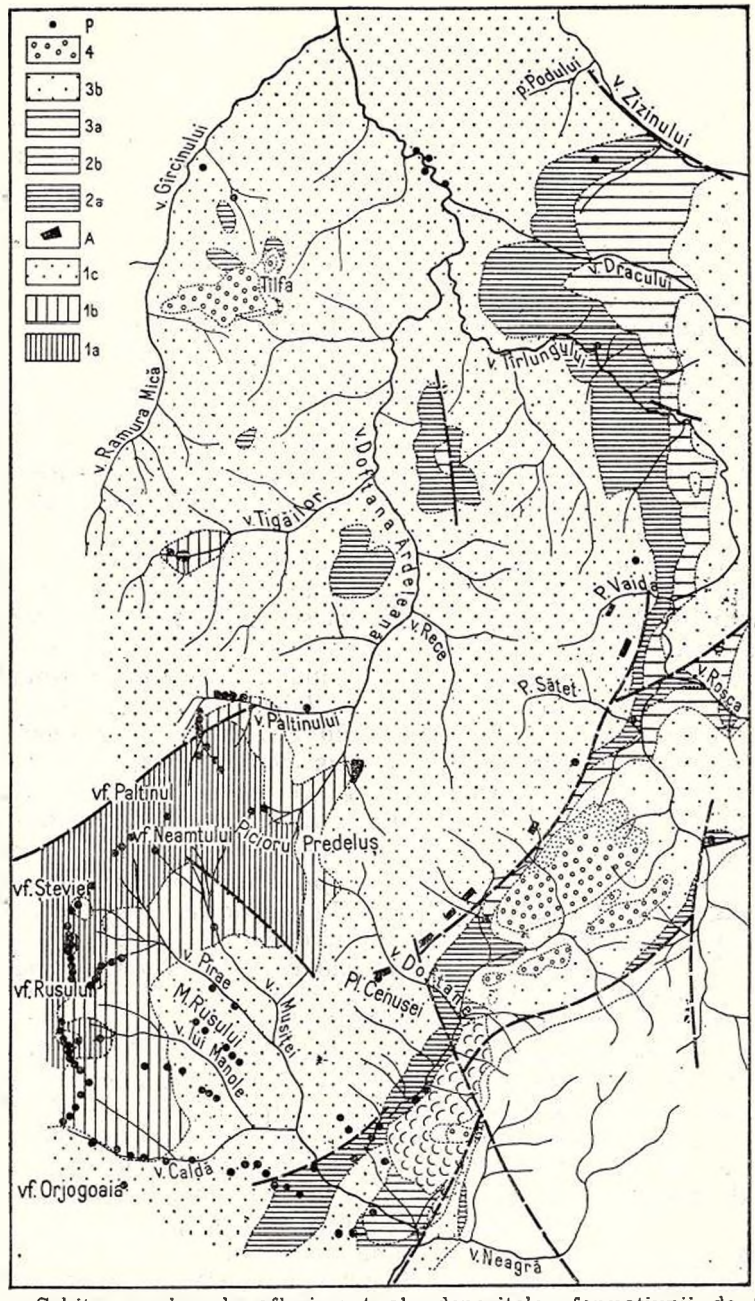


Fig. 9. — Schița zonelor de afloriment ale depozitelor formațiunii de Sinaia în cuprinsul regiunii, cu amplasarea punctelor din care a fost efectuată colectarea probelor pentru studiul microbiofacial.

1, Formațiunea de Sinaia : a, subformațiunea calcaroasă ; b, subformațiunea calcaro-grezoasă ; c, subformațiunea grezoasă ; A, „strate" de Azuga ; 2a, 2b, formațiunea de Comarnic ; 3a, 3b, formațiunea de Piscu cu Brazi ; 4, conglomeratele din orizontul Teslei ; p, puncte de colectare a probelor.

Esquisse des zones d'afleurement des dépôts de la formation de Sinaïa dans la région, avec l'emplacement des points d'où on a collecté les échantillons pour l'étude microbiofacial.

1, La formation de Sinaïa ; a sous-formation calcaire, b, sous-formation calcaire-gréseuse ; c, sous-formation gréseuse ; A, „couches" d'Azuga ; 2a, 2b, formation de Comarnic ; 3a, 3b, formation de Piscu cu Brazi ; 4, conglomérats de l'horizon de Tesla ; p, point d'où on a collecté les échantillons.

Institutul Geologic al Romaniei

turi de radiolari, calpionele alungite cu polul aboral ascuțit — probabil *Tintinnopsella longa* (C o l.) sau *Amphorellina* sp. (pl. III, fig. 19).

Pachetul bazal, cu gresii în bancuri groase, al subformațiunii grezoase (sub creastă, la nord de vîrful Orojogoaia în dreapta Văii Calde) cuprinde micrite cu rare *Calpionella alpina* alungite (pl. I, fig. 24, 25) și *Crassicollaria* sp., și calcare redepuse cu intraclaste numeroase, cu foraminifere (lagenide, etc.), *Globochaete*. Pachetul cu gresii șistoase subțiri, care urmează peste acesta, conține marnocalcare cu foarte rare *Calpionella alpina* alături de radiolari, *Stomiosphaera*, etc.

— Valea lui Manole prezintă deschideri bune numai la obîrșie, într-un pachet de marnocalcare groase pînă la 1,5 m și de șisturi argiloase satinate, verzui, lipsit aproape complet de gresii, aparținînd subformațiunii calcaroase. Trecerea la subformațiunea calcaro-grezoasă se observă în apropierea crestei, unde se dezvoltă grezocalcare și marnocalcare de 20—50 cm, în alternanță cu gresii de 10 cm și cu șisturi argiloase verzui. Acestea sînt urmate de gresii în plăci, foarte multe grezocalcare vinete și rare marnocalcare cenușii, formînd faciesul calcaro-grezos tipic. Partea superioară a subformațiunii calcaro-grezoase (gresii micacee, în plăci, ce trec gradat spre marnocalcare de 2—20 cm, grezocalcare de 10—20 cm, etc.) și partea inferioară a subformațiunii grezoase (gresii ușor convolute de 20—25 cm, rare brecii calcaroase, marnocalcare de 5—10 cm și șisturi argilo-grezoase cenușii) sînt bine deschise pe singurul afluent mai mare de pe dreapta Văii lui Manole.

Calcarele subformațiunii calcaroase conțin aici numeroase *Calpionella alpina* cu forme medii (pl I, fig. 1), *Crassicollaria intermedia* (D u r a n d - D e l g a), *C. massutiniana*, iar la limita sa cu subformațiunea calcaro-grezoasă : *C. alpina* alungite (pl. I, fig. 15), *T. carpatica* (pl. III, fig. 13) și foarte rare *C.* aff. *massutiniana* (pl. III, fig. 7) și *Calpionella elliptica C a d.* (pl. II, fig. 5). Alături de acestea din urmă, într-un calcar microcristalin cu intraclaste mari, am întîlnit radiole de echinizi, radiolari, foraminifere (Langenidae, Miliolidae, ș.a.), *Globochaete alpina*, etc.

La partea superioară a subformațiunii calcaro-grezoase calcarele sînt în parte resedimentate, cuprinzînd pelete și foraminifere și sînt lipsite de calpionele.

În subformațiunea grezoasă calcarele microcristaline conțin calpionele puține și prost conservate : *Calpionellopsis ?* sp. (pl. III, fig. 20) ; în calcarele resedimentate ele apar însă foarte adesea, în mijlocul peletelor ; au fost identificate *Calpionella alpina, C. elliptica, Crassicollaria, Tintinnopsella.* Majoritatea calcarelor sînt redepuse cel puțin parțial, iar unele, cu conținut mai mare de radiolari, prezintă cuiburi de silice provenită probabil din testul acestora ; parte dintre testele de radiolari sînt piritizate.

— De la obîrșia Văii lui Manole către nord, subformațiunea calcaroasă este bine deschisă către partea sa superioară atît pe creastă cît și pe afluentul de pe dreapta văii Pîrae care izvorește din Vîrful Rusului. În creasta Baiului la vest de Unghia Mare, în Vîrful Rusului și la sud de vîrful Steviei apar depozite ale subformațiunii calcaro-grezoase, ca

Institutul Geologic al României

petece scăpate de la eroziune, formate din gresii decimetrice, grezocalcare cenușii și rare marnocalcare, în alternanță cu șisturi argiloase sau argilo-grezoase vinete ; pe valea Pîrae depozitele acestei subformațiuni se dezvoltă mai mult, fiind deschise la zi mai ales către baza sa.

În subformațiunea calcaroasă am întîlnit forme foarte mari de *Calpionella alpina* (pl. I, fig. 3), predominant, și *Calpionella sp.* (pl. II. fig. 4), alături de exemplare normale de *C. alpina* (pl. I, fig. 2, 5, 7), *Crassicollaria massutiniana* (pl. III, fig. 6), *C. intermedia* (pl. II, fig. 13—18), *C. brevis* R e m. (pl. II, fig. 6, 9), *C. parvula* (pl. II, fig. 20). Aproape de limita cu subformațiunea calcaro-grezoasă apar forme mai lungi de *Calpionella alpina* (pl. I, fig. 17) alături de *Crassicollaria massutiniana*, *C. parvula* și *C.* ? aff. *brevis* (un singur exemplar — pl. II, fig. 11).

La baza subformațiunii calcaro-grezoase am întîlnit exemplare mici de *Calpionella alpina*, împreună cu forme mari foarte rare și cu rare forme alungite ale aceleiași specii, exemplare de *Calpionella* sp. apropiate de dimensiunile celor de *Calpionella elliptica*, rare *Tintinnopsella carpatica* și *Crassicollaria* sp. Calpionelele sînt foarte rare și însoțite de numeroși radiolari, spiculi de spongieri, *Globochaete alpina*, etc.

Pe valea Pîrae, marnocalcarele conțin calpionele numai în subformațiunea calcaroasă : *Calpionella alpina* cu forme medii și mari (pl. I, fig. 8, 9), *Calpionella sp.* (pl. II, fig. 2), *Tintinnopsella carpatica* avînd forme mari și medii (pl. III, fig. 10—12), *C. intermedia* (pl. II, fig. 18), *C. parvula* (pl. II, fig. 19). Alături de acestea apar adesea foarte mulți radiolari, *Globochaete alpina*, *Stomiosphaera*. În baza subformațiunii calcaro-grezoase marnocalcarele sînt în parte resedimentate și conțin foraminifere indeterminabile.

Marnocalcarele vinete din subformațiunea grezoasă (în Muntele Rusului și în Valea Pîrae) conțin rare foraminifere (miliolide ș.a.) și numeroși radiolari calcitizați sau piritizați.

— În zona văii Paltinului marnocalcarele subformațiunii calcaroase, bine deschise la zi pe afluenții acestei văi de la nord de Vîrful Paltinu, conțin dominant exemplare de *Calpionella alpina* (pl. I, fig. 10, 11) și *Calpionela* sp. (pl. II, fig. 1), alături de *Crassicollaria intermedia* (pl. II, fig. 12), *C. massutiniana*, *C. brevis* (pl. II, fig. 8, 10), *C. parvula* (pl. III, fig. 1, 2, ?4, ?5) și *Tintinnopsella carpatica*.

La trecerea către subformațiunea calcaro-grezoasă nu se mai întîlnesc decît *Calpionella alpina* medii și mari (pl. I, fig. 18—20), *Crassicollaria massutiniana* și *C. parvula*. La baza subformațiunii calcaro-grezoase apar pe aceiași vale rare *Calpionella alpina* (pl. I, fig. 21) și *Crassicollaria massutiniana*.

Subformațiunea grezoasă conține mai rare marnocalcare, cu foarte mulți radiolari, *Stomiosphaera minutissima* (C o l.) și rare conture de calpionele.

— Pe valea Tigăilor, boltirea locală a stratelor de Sinaia scoate la zi pe o suprafață restrînsă partea superioară a subformațiunii calcaroase (formată din grezocalcare și calcare marnoase, adesea cu stratificație

Institutul Geologic al României

de curent — fig. 4, 5 — între care se intercalează șisturi argiloase verzi) și subformațiunea calcaro-grezoasă (care conține mai ales grezocalcare, gresii decimetrice, șisturi argiloase și argilo-grezoase cenușii sau negre). Ele sînt acoperite atît spre amonte cît și spre aval de gresiile și de șisturile grezoase și argilo-grezoase ale subformațiunii grezoase. Probele recoltate din acest profil au arătat numai prezența radiolarilor, uneori piritizați, dispersați omogen în masa micritului sau îngrămădiți în cuiburi sau în lamine.

În afara acestor profile, în care probarea a urmat succesiunea depozitelor, am recoltat probe cu caracter informativ din cuprinsul subformațiunii grezoase pe Valea Dracului, valea Tîrlungului, pîrîul Vaida, Plaiul Cenușei (deasupra ivirii de „strate" de Azuga), valea Doftanei, Muntele Mușița, Valea Mușiței și plaiul din dreapta acesteia între vîrful Măciuca lui Cocoș și vîrful Coștilei.

În ansamblu, calcarele din subformațiunea grezoasă sînt micrite cu adaos variabil de material argilos, uneori cu neoformații de feldspați plagioclazi și cu granule microscopice de pirită. Organismele cele mai răspîndite sînt radiolarii calcitizați, apoi spiculii de spongieri și „sferele". Resedimentările sînt frecvente, arătate de aglomerarea cristalelor de feldspat autigen, împreună cu pelete, sub formă de benzi. Într-un singur marnocalcar, recoltat de la partea superioară a subformațiunii, pe pîrîul Vaida, am găsit un exemplar destul de prost conservat de *Calpionellites* (?) (pl. VII, fig. 3).

O privire de ansamblu asupra profilelor prezentate arată că tintinidele sînt mai bine reprezentate numai în cadrul subformațiunii calcaroase. Mai sus, fie din cauza indiciilor clare de resedimentare, fie datorită proastei conservări a loricelor, ele dau numai indicații nesigure asupra virstei depozitelor în care se găsesc.

În toate profilele asociația de tintinide a subformațiunii calcaroase este formată în cea mai mare parte din exemplare de *Calpionella alpina*. Specimenele atribuite acestei specii se raportează la două grupuri distincte : pe de o parte specimene foarte mari, dintre care cele alungite amintesc specimenele de tranziție la *Calpionella elliptica ;* pe de altă parte specimene medii, dintre care unele, mai alungite, se întîlnesc mai ales la limita superioară a subformațiunii. După succesiunea tintinidelor stabilită de R e m a n e (1964) în sud-estul Franței, această dezvoltare a speciei în discuție corespunde subzonei superioare din zona A (Tithonic superior).

Calpionella elliptica apare rar și cu exemplare cel mai adesea îndoielnice, mai ales la limita dintre subformațiunea calcaroasă și cea calcaro-grezoasă sau în cadrul acesteia din urmă. Aceste apariții reprezintă probabil primele iviri de *Calpionella elliptica,* semnalate de R e m a n e (1964) la limita dintre zona A și zona B, în cadrul Tithonicului superior.

Speciile genului *Crassicollaria* apar în toate profilele, cu *C. intermedia, C. brevis, C. massutiniana* mai jos în succesiunea depozitelor, iar în apropierea limitei, cu *C. massutiniana, C. parvula* și, foarte rar,

Institutul Geologic al României

C. brevis. Astfel, speciile de *Crassicollaria* confirmă vîrsta tithonică superioară (zona A, subzona medie sau superioară) a subformațiunii calcaroase.

Tintinnopsella carpatica apare mai rar și în asociație mai ales cu *Calpionella alpina.* Atît sub limita superioară a subformațiunii calcaroase cît și deasupra ei se întîlnesc alături de puține exemplare de dimensiuni medii, exemplare mari cu deschidere largă, apropiate uneori prin dimensiuni de *Tintinnopsella longa.* Însă aceste specimene apar, după R e m a n e (1968), de abia în zona C (Berriasianul mediu). Existența lor împreună cu speciile de *Crassicollaria* arătate mai sus poate fi explicată prin apariția mai devreme în Carpați în raport cu sud-estul Franței a specimenelor mari de *Tintinnopsella carpatica* sau, mai puțin probabil, prin resedimentarea generală a calpionelelor în stratele de Sinaia (prin fluidizarea unor mîluri mai vechi, încă neconsolidate, din Tithonicul superior, și redepunerea lor la diferite nivele).

Exemplarele de *Calpionellopsis oblonga, Remaniella ?* și *Calpionellites* apar foarte rar, în subformațiunea calcaro-grezoasă și cea grezoasă. Primele arată indiscutabil prezența Berriasianului mediu-superior în subformațiunea calcaro-grezoasă. Ultimele apar numai cu exemplare îndoielnice, a căror apartenență specifică (V i n o g r a d o v, D r a g a s t a n, 1965) este greu de precizat : în materialul pe care îl dețin, acestea sînt în cea mai mare parte secțiuni oblice, la care, în grosimea secțiunii subțiri, apare estompată continuarea peretelui în regiunea orală, uneori mult deasupra punctului unde peretele loricei devine neclar (pl. III, fig. 20), iar prezența gulerului dublu poate fi apreciată s u b i e c t i v, prin luarea în considerare a unor fragmente de test sau chiar cristale de calcit cu extincție convenabilă. În mod asemănător se pune chestiunea pentru *Amphorellina ?* sp. (sau *Tintinnopsella longa* deformată) găsită la partea superioară a subformațiunii calcaro-grezoase.

După speciile de calpionele pe care le-am prezentat, partea superioară a subformațiunii calcaroase se situează în general la limita dintre zonele A și B stabilite de R e m a n e în sud-estul Franței, deci în Tithonicul superior. Astfel, presupunerea asupra vîrstei tithonice a părții inferioare a stratelor de Sinaia, emisă de S ă n d u l e s c u și S ă n d u l e s c u în 1965, se confirmă prin studiul lor microbiofacial.

Prezența Berriasinului în subformațiunea calcaro-grezoasă este atestată de specia *Calpionellopsis oblonga,* care apare cu exemplare foarte rare destul de jos în succesiunea depozitelor sale.

În sfîrșit, subformațiunea grezoasă nu oferă elemente macropaleontologice suficiente pentru precizarea vîrstei sale. Aceasta a fost stabilită la Valanginian-Hauterivian pe baza datelor microbiofaciale descoperite în entitatea litostratigrafică subjacentă și a macrofosilelor recoltate de la partea sa superioară sau din partea inferioară a formațiunii de Comarnic, care urmează în succesiune.

Institutul Geologic al României

2. **Hautervianul terminal, Barremianul și Apțianul — formațiunea de Comarnic și formațiunea de Piscu cu Brazi**

Formațiunea de Comarnic (stratele de Comarnic — Mrazec et al., 1912, pro parte ; emend Murgeanu 1930 a, 1934).

Dintre toate denumirile de strate din flișul cretacic intern de la curbura Carpaților Orientali, cea a stratelor de Comarnic a suferit cele mai multe revizuiri și reinterpretări. Prima lor descriere, foarte sumară, a fost făcută de Popescu-Voiteşti în 1910 (p. 379 și 386). Doi ani mai tîrziu ele au fost desemnate ca „strate de Comarnic (Popescu-Voiteşti)“ într-o lucrare a aceluiași autor, în colaborare cu Mrazec (1912) și, în sfîrșit, au fost descrise detaliat în cadrul unei lucrări a autorilor Mrazec, Popescu-Voiteşti, Macovei (1912). Această ultimă lucrare le-a stabilit profilul tip în lungul văii Prahovei între km. 115 (aproximativ între Posada și Podu Vîrtos) și Gura Beliei, unde, după descrierea inițială, ele au două nivele bine individualizate : cel inferior, cu trecere gradată de la stratele de Sinaia printr-un pachet de „calcare marnoase, grezoase în plăci subțiri cenușii negricioase, cu vene de calcit și cu numeroase fucoide și hieroglife“, conține deasupra acestora și strate grezo-marnoase cenușii, cu foarte puține diaclaze, și marne compacte decimetrice, alterate brun-roșcat ; cel superior, legat printr-un pachet de tranziție cu nivelul inferior, format în bază din marne cenușii negricioase, cu intercalații de gresii foarte calcaroase cenușii, fine, micacee, foioase, în bancuri de pînă la 1 m grosime, cu structură curbicorticală. În gresiile nivelului superior apar intercalații subțiri de calcar organogen în care cimentul grezos este slab reprezentat și care conțin *Orbitolina lenticularis, Pentacrinus,* belemniți, bivalve, gasteropode, coralieri și miliolide, prima fosilă citată arătînd apartenența acestui nivel la Apțianul inferior.

Descrierea amănunțită a extinderii în valea Prahovei a fiecăruia dintre pachetele amintite, a permis ulterior lui Murgeanu (1934) să revizuiască profilul tip, observațiile sale conducînd la concluzia că „stratele marnoase care aflorează între Podu Vîrtos și Gura Beliei, aparțin la două complexe diferite din punct de vedere litologic și de vîrstă de asemenea diferită. Unul dintre aceste complexe este caracterizat prin prezența calcarelor de culoare închisă cu orbitoline. Ele aflorează între rîpele dintre Podu Vîrtos și gura Văii Bătrîioarei. O bandă de marne cenușii senoniene îl separă de complexul al doilea. Această bandă de Senonian formează în realitate acoperișul normal al complexului al doilea. În lungul Văii Bătrîioarei se asistă la încălecarea primului complex peste al doilea... Nu există deci tranziție între un complex și altul. Numai stratele care aflorează la Podu Vîrtos continuă stratigrafic stratele de Sinaia. Acestora trebuie să li se rezerve numele de strate de Comarnic“ (Murgeanu, 1934).

Acest punct de vedere care stabilea ca strate de Comarnic depozitele care aflorează în firul văii Prahovei între zona de apariție la zi a stratelor de Sinaia și falia de la nord de gura Văii Bătrîioarei a fost totuși modificat din nou, prin reinterpretări ulterioare.

Institutul Geologic al României

În valea Ialomiței, deschiderea mai bună și succesiunea mai clară a stratelor de Comarnic a permis descrierea lor detaliată (Murgeanu, 1930 a) și, mai apoi, subdivizarea lor în 2 nivele (Patrulius 1952): nivelul inferior, de tranziție de la stratele de Sinaia, a cărui vîrstă ar fi hauteriviană, cu microconglomerate avînd *Lamaellaptychus angulocostatus* și cu conglomerate conținînd între altele blocuri de calcare zoogene („nivelul cu *Lamaellaptychus angulocostatus*"); nivelul superior, cu calcare detritice și avînd în bază un pachet de marne foioase cu urme de plante și cu amoniți de vîrstă barremiană.

Mai tîrziu însă, Murgeanu et al. (1959) și Murgeanu, Patrulius (1959) au desprins nivelul inferior (pe care îl considerau de vîrstă exclusiv hauteriviană) din stratele de Comarnic și l-au alipit părții superioare a stratelor de Sinaia sub numele de „orizont marnos superior cu *Lamellaptychus angulocostatus*", pornind de la ideea grupării depozitelor neocomiene din flișul intern într-o singură entitate litostratigrafică. Lucrările ulterioare asupra depozitelor eocretacice din zona anticlinoriului Zamura au păstrat acest ultim punct de vedere, deși fosilele barremiene recoltate din cuprinsul „orizontului" menționat au arătat clar că el este în parte heterocron (Avram, Matei, 1964; Avram, 1970), înlocuind uneori prin treceri laterale de facies depozitele nivelului superior (sensu Patrulius 1952).

Independent de vîrsta celor două nivele în discuție, înrudirea lor litologică foarte strînsă pledează totuși pentru revenirea la definiția stratelor de Comarnic în accepțiunea Murgeanu, 1934 cu precizările aduse de Patrulius în 1952. În conformitate cu această definiție am regrupat în cuprinsul formațiunii de Comarnic ambele nivele, ca subformațiuni distincte: subformațiunea de Valea Mușiței (la partea inferioară) și subformațiunea de Plaiul Șirnei.

O precizare este încă necesară: cele două subformațiuni ale formațiunii de Comarnic, alături de „stratele de Purcăreni" separate recent de Grăf la nord de valea Zizinului (= în această lucrare subformațiunea inferioară a formațiunii de Piscu cu Brazi), constituie împreună un orizont cu brecii a cărui vîrstă hauterivian superioară-barremiană este deosebit de stabilă în lungul Carpaților Orientali. Prezența breciilor în cuprinsul celor trei faciesuri menționate, adesea cu compoziție petrografică asemănătoare, este desigur legată de începutul mișcărilor de cutare în geosinclinalul flișului, care au condus la activizarea aportului de material grosier.

a) **Subformațiunea de Valea Mușiței** (= stratele de Comarnic — Mrazec, Popescu-Voitești, Macovei, 1912, pro parte; = stratele de Comarnic — Murgeanu, 1934, pro parte; = nivelul cu *Lamellaptychus angulocostatus* al stratelor de Comarnic — Patrulius, 1952; = orizontul marnos, superior, cu *Lamellaptychus angulocostatus* — Murgeanu et al., 1959, Murgeanu, Patrulius, 1959; = orizontul cu brecii — Vinogradov, 1967; = Stratele de Sinaia superioare — Patrulius, 1969; orizontul cu brecii și conglomerate — Avram, 1970; = orizontul superior al stratelor de Sinaia — Ștefănescu, 1973).

Institutul Geologic al României

Depozitele subformațiunii de Valea Mușiței apar la zi în regiunea cercetată în lungul flancului estic al anticlinoriului Zamura, de la Valea Mușiței către nord, pînă în valea Zizinului. În bazinul văii Doftanei ele au dezvoltare mai mare în sinclinalul Glodeasa—Valea Mușiței (profilul tip) — Piciorul lui Țîrcă, formează substratul subformațiunii superioare din formațiunea de Comarnic în sinclinalul de la gura Văii Mușiței și, mai la est, ies de sub depozitele Apțianului superior în versantul din dreapta Văii Negre. În bazinul văii Tîrlungului ele apar la zi ca o fișie continuă, orientată nord-sud, între valea Urlatu Mare la sud și valea Zizinului la nord ; în plus, ele mai apar cu dezvoltare locală la vest de vîrful Tîlfa (acoperite în parte de conglomeratele apțian-superioare din acest vîrf), în muntele Zănoaga și pe Plaiul Bătrîn — în versanții văii Doftana Ardeleană. De asemenea, depozitele subformațiunii ies la zi în cadrul unor butoniere anticlinale de sub depozitele subformațiunii de Piscu cu Brazi — la obîrșia văii Urlățelu, pe valea Roșca, valea Babarunca, pe Valea Cailor și în Valea Ramura Mică. Profilul tip al subformațiunii l-am ales în Valea Mușiței (în cuprinsul sinclinalului Glodeasa), în partea de sud a regiunii în care a fost realizată prima descriere a „orizontului marnos, superior, al stratelor de Sinaia, cu *Lamellaptychus angulocostatus*“ (Murgeanu et al., 1959, Murgeanu, Patrulius 1959).

Pe flancul intern al sinclinalului Glodeasa, după o zonă acoperită de vegetație, care maschează nivelul de trecere de la formațiunea de Sinaia, se observă o succesiune formată în cea mai mare parte din marne sau marno-argile mai mult sau mai puțin silitice, foioase, cenușii, între care se intercalează gresii rare, de pînă la 5—6 cm grosime și brecii calcaroase cu elemente de șisturi cristaline. În axul sinclinalului (la cca 200 m de la baza subformațiunii), aceiași succesiune devine mai calcaroasă, cu marne dure, dezvoltîndu-se pe o grosime de 1,5—2 cm deasupra unor gresii milimetrice. Acest ultim pachet, fosilifer, amintește în parte nivelul calcaros-șistos, de trecere la subformațiunea superioară a formațiunii de Comarnic, de care se deosebește însă prin prezența gresiilor și a microbeciilor cenușii. Pachetul bazal al subformațiunii de Plaiul Șirnei apare în cadrul sinclinalului Glodeasa numai în extremitatea sudică a Muntelui Mușița, pe flancul sudic al faliei cu același nume.

În general, subformațiunea de Valea Mușiței este formată dintr-o alternanță de brecii cenușii, gresii foarte calcaroase centimetrice șisturi argiloase sau argilo-marnoase siltice și, mai rar, marnocalcare și conglomerate.

Limita sa inferioară nu poate fi trasată în regiune pe baza unui singur element conducător, din cauza variațiilor în litologia depozitelor în nivelul de tranziție de la formațiunea de Sinaia. Astfel, baza sa este marcată de apariția faciesului marnos însoțit sporadic de brecii (în Valea Mușiței, pe flancul vestic al sinclinalului Glodeasa și în versantul din dreapta văii Zizinului, la limita nordică a regiunii) ; alteori există o trecere foarte lentă de la subformațiunea de Valea Mușiței, datorată

Institutul Geologic al României

apariţiei breciilor mult înaintea marnelor (Valea Muşiţei între cele două sinclinale, Piciorul lui Ţîrcă) [20] ; în sfîrşit, limita inferioară poate fi marcată de apariţia bruscă a faciesului cu megabrecii, între care se intercalează gresii sau microbrecii subţiri în alternanţă cu marne siltice (Valea Dracului, valea Tîrlungului, Plaiul Bătrîn, muntele Zănoaga).

Elementul litologic cel mai caracteristic îl formează breciile, care constituie principalul criteriu de separare a subformaţiunii de Valea Muşiţei faţă de subformaţiunea de Plaiul Şirnei. Ele se caracterizează prin abundenţa fragmentelor de şisturi cristaline : şisturi cloritosericitoase şi cuarţite uneori cloritoase alături de cuarţuri, feldspaţi plagioclazi (cristale izolate sau în fragmente de gnaise cu muscovit şi biotit), de asemenea muscovit şi biotit izolate, micaşisturi cu muscovit şi biotit şi micaşisturi cu granaţi. La acestea se adaugă calcare cenuşii (micrite cu calpionele, cu *Saccocoma* sau cu foraminifere biseriate, miliolide, *Trocholina*, etc., fragmente de fosile cu înveliş micritic, alături de intrabioclaste, thaluri de alge calcaroase, briozoare) şi şisturi argiloase negre. Cimentul este calcaros, fin cristalizat (pl. IX, fig. 4 ; pl. X, fig. 1—3).

Cu compoziţie puţin deosebită se întîlnesc conglomerate tilloide, care conţin fragmente mai mult sau mai puţin rotunjite de şisturi cristaline epizonale, gnaise cu biotit cloritizat şi micaşisturi cu granaţi şi două mice (Valea Dracului, Plaiul Bătrîn) ; pe valea Tîrlungului aproape de obîrşie şi pe valea Roşca în conglomerate (sau megabrecii) apar de asemenea, alături de şisturi sericito-cloritoase sau cloritoşisturi şi de cuarţite, micaşisturi cu granaţi, însoţite de muscovit şi biotit ca paete izolate, în stare proaspătă. Elementele calcaroase conţinute în conglomeratele tilloide sînt : calcare microcristaline (biomicrite cu calpionele, spiculi de spongieri, radiolari ; intramicrite şi intrasparite cu *Saccocoma*) ; cochilii cu înveliş micritic ; alge : *Boueina, Coscinoconus* (în valea Doftanei spre aval de Valea Muşiţei), *Cayeuxia* (muchia de la Sas Ianoş) ; foraminifere : *Trocholina* (muchia de la Sas Ianoş şi virful Socodat) ; fragmente de briozoare ; entroce ; oolite ; aptichi şi belemniţi, ultimii fiind uneori suficient de bine păstraţi pentru a fi determinaţi. Mai rar, în Valea Dracului, în plaiul Calea Muierii la Zizin şi (fide Murgeanu et al., 1959) în dealul Piatra Putredă, apar blocuri de calcare cenuşii cu *Requienia*. Aceiaşi provenienţă o au, probabil, calcarele cu *Peregrinella* de la Zizin, citate frecvent în literatura geologică din ultimii 20 de ani (Murgeanu, Patrulius 1959, Filipescu 1955 b, Patrulius 1969). În bazinul văii Doftanei — pe Piciorul lui Ţîrcă şi, către sud, în valea Doftăniţa şi Valea Cenuşei (pe flancul vestic al sinclinalului Glodeasa), ca şi în bazinul văii Tîrlungului — în versantul vestic al Plaiului Bătrîn, apar blocuri mari de calcare cu *Saccocoma* şi cu numeroşi amoniţi; ele constituie de fapt singurele blocuri bogat fosilifere din regiune.

[20] Între Pietroşiţa (inclusiv plaiul Şirnei) şi Plaiul Hoţilor partea terminală a formaţiunii de Sinaia conţine şi ea brecii, iar drept criteriu pentru separarea limitei cu subformaţiunea de Valea Muşiţei a fost considerată (Patrulius 1969) dispariţia gresiilor mai groase de 5 cm, de culoare închisă.

Institutul Geologic al României

Fauna acestor blocuri, prezentată în mai multe lucrări succesive (Patrulius et al. 1970, Avram 1974, Avram 1976) conține :

în Valea Cenușei : *Punctaptychus* (Voltz), *Haploceras (Haploceras) staszycii* (Zeuschner), *Pygope* aff. *diphya* (Col.), *Metaporhinus* sp. ;

în valea Doftănița : *Ptychophylloceras ptychoicum* (Quenstedt), *Calliphylloceras kochi* (Oppel), *Holcophylloceras* aff. *mediterraneum* (Neum.), *Lytoceras liebigi* Oppel, *Protetragonites quadrisulcatus* (d'Orb.), *Haploceras (Haploceras) elimatum* (Oppel), *H. (H.) staszycii* (Zeusch.), *H. (Neoglochiceras) carachtheis* (Zeuschner), *Glochiceras* sp., *Semiformiceras fallauxi* (Oppel), *Pseudolissoceras planiusculum* (Zittel), *Taramelliceras (Parastreblites)* aff. *circumnodosum gaetanoi* (Fontannes), *Subplanites* aff. *concorsi* Donze et Enay, *Lemencia (Lemencia)* aff. *praerichteri* Donze et Enay, *Lemencia (Lemencia) pseudorichteri doftanensis* Avram, *Lemencia (Richterella) richteri crassa* Avram, *Lemencia (Richterella) patruliusi* Avram, *Lemencia Richterella ?)* sp. aff. *richteri*, *„Perisphinctes“* sp. aff. *„P“. pseudocolubrinus* (Zittel), *Chlamys ? polycyclus* Blaschke ;

pe Piciorul lui Țîrcă : *Ptychophylloceras semisulcatum* (d'Orb.), *Haploceras (Haploceras) elimatum* (Oppel), *Parapallasiceras praecox* (Schn.), *Punctaptychus punctatus* (Voltz) forma typica Trauth, *Nucleata bouei* (Zeuschner), *Pygope diphya* (Col.).

pe Plaiul Bătrîn : *Ptychophylloceras semisulcatum* (d'Orb.), *Haploceras (Neoglochiceras) carachtheis* (Zeuschner).

După fauna citată, aceste blocuri se situează ca vîrstă în partea inferioară a Tithonicului mediu (sensu Arkell 1956 și Barthel 1962).

Variațiile în compoziția conglomeratelor sînt foarte mari chiar în cuprinsul aceluiași strat : la baza peteculuí de depozite ale subformațiunii de Valea Mușitei din muntele Zănoaga se află calcarenite cu rare elemente rulate de șisturi cloritoase care, la numai 250—300 m către sud, trec pe direcție la conglomerate cu elemente formate aproape exclusiv din șisturi cloritoase și aproape fără ciment. De asemenea, repartizarea conglomeratelor tilloide este foarte diferită în diferite sectoare, ele fiind foarte frecvente și foarte dezvoltate în valea Zizinului, Valea Dracului și valea Tîrlungului spre amonte de confluența cu valea Doftana Ardeleană, diminuînd pînă la dispariție către sud — la obîrșia văii Tîrlungului — și dezvoltîndu-se din nou pe Piciorul lui Țîrcă. Matricea conglomeratelor tilloide este grezo-marnoasă.

Gresiile din subformațiunea de Valea Mușitei sînt foarte calcaroase, subțiri (depășind rar 5 cm), cu laminație oblică și avînd adesea în bază zone de microbrecie. Uneori apar însă și gresii decimetrice sau chiar mai groase (valea Tîrlungului, afluenții de pe dreapta văii Zizinului la limita nordică a perimetrului), foarte asemănătoare celor din subformațiunea grezoasă a formațiunii de Sinaia.

Șisturile argilo-marnoase, satinate, comportă variații atît în granulometrie (uneori sînt adevărate siltite) cît și în ceea ce privește conținutul în $CaCO_3$; ele sînt uneori mai dure, cu desfacere în plăci apro-

Institutul Geologic al României

piate ca aspect de acelea din subformațiunea de Plaiul Șirnei și conțin fosile conservate mai ales pe gresiile milimetrice care le separă (valea Doftanei spre aval de Valea Cenușei, profilul tip al subformațiunii — de pe Valea Mușiței, valea Tîrlungului, etc.).

Marnocalcarele din cuprinsul subformațiunii sînt cenușii, gălbui pe suprafețele alterate, apar în strate subțiri de 2—4 cm și sînt mai puțin diaclazate decît cele de la partea terminală a formațiunii de Sinaia. Uneori ele prezintă canale de organisme detritofage umplute cu material mai grosier (pl. VIII, fig. 1). În secțiuni subțiri ele arată o masă micritică, în care se observă adesea neoformații de feldspat, radiolari și paiete de muscovit orientate (pl. VIII, fig. 2).

Modul de asociere a elementelor litologice descrise comportă variații destul de mari : în extremitatea sudică a regiunii (Valea Mușiței,

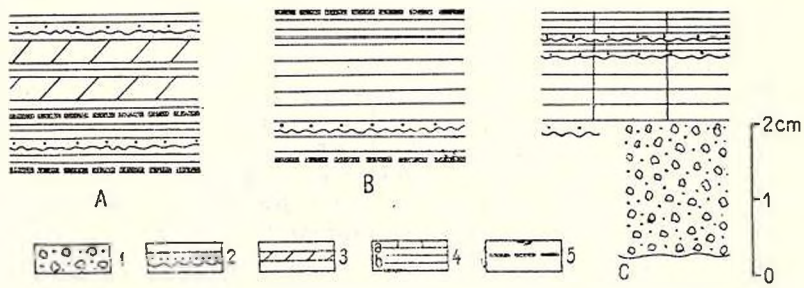


Fig. 10. Ritmuri în cuprinsul formațiunii de Comarnic.
A, În subformațiunea de Valea Mușiței, pe Valea Mușiței ; B, C, la baza subformațiunii de Plaiul Șirnei, în valea Doftanei și la gura Văii Mușiței.
1, Brecii ; 2, gresii milimetrice ; 3, marnocalcare ; 4, marne : a, calcaroase, b, compacte ; 5, pelicule de argilă.

Rythmes dans la formation de Comarnic.
A. Dans la sous-formation de Valea Mușiței, sur la Vallée de Mușița ; B, C, à la base de la sous-formation de Plaiul Șirnei sur la vallée de Doftana et a l'embouchure de la Vallée de Mușița.
1, brèches ; 2, grès millimétriques ; 3, marno-calcaires ; 4, marnes : a, calcaire, b, compacts ; 5, pellicules d'argile.

pe flancul vestic al sinclinalului Glodeasa) se dezvoltă mult marnele siltice însoțite de gresii subțiri, iar breciile apar subordonat. În acest caz ritmurile cuprind : gresie de 1—3 mm (rar mai groasă) — marnă siltică satinată de 1—8 cm — argilă neagră ca peliculă foarte subțire — marnă mai fină cenușiu-verzuie de 0,5—2 cm, urmată de gresia ritmului următor, sau direct gresie, fără al doilea strat de marnă ; în același tip de ritm, între marne se intercalează mai rar marnocalcare de 2—5 cm (fig. 10 A). Breciile apar în baza gresiilor cînd acestea au dezvoltare mai mare. Cu caracter de excepție (în valea Tîrlungului spre aval de confluența cu pîrîul Borzoș) gresiile sînt mai numeroase și bine indivi-

Institutul Geologic al României

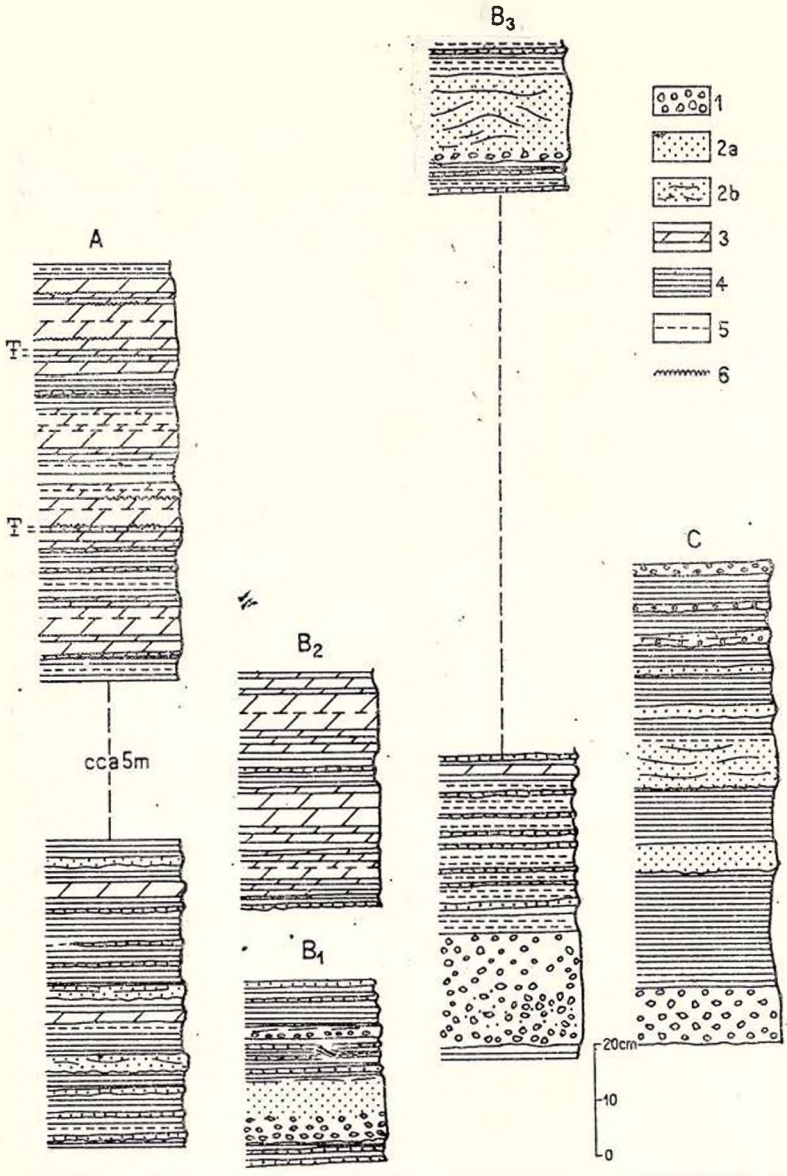


Fig. 11. — Coloane litologice de amănunt în depozitele subformațiunii de Valea Mușiței.

A, Valea Zizinului, în extremitatea de nord a regiunii (punctul fosilifer) ; B, Valea Dracului : B_1, deasupra conglomeratului bazal, B_2, la cca 400 m de la bază (pachet de marnocalcare în plăci, B_3, în treimea superioară a subformațiunii ; C, valea Tîrlungului spre aval de confluența cu pîrîul Borzoș.

1. Microbrecii ; 2. gresii : a, gresii compacte, b, gresii cu fețe de separație internă ; 3, marnocalcare ; 4. marne ; 5, lamine grezoase în cuprinsul marnelor și marnocalcarelor ; 6. stilolite ; F, punct fosilifer.

Colonnes lithologiques de détail dans les dépôts de la sous-formation de Valea Mușiței.

A, La vallée du Zizin, à l'extrémité nord de la région (le point fossilifère) ; B, Valea Dracului : B_1, au-dessus du conglomérat basal ; B_2 environ de 400 m au-dessus de la limite inférieure de la sous-formation (paquet de marno-calcaires en plaquettes), B_3, dans le tiers supérieur de la sous-formation ; I, la vallée du Tîrlung en aval du confluent avec le ruisseau Borzoș.

1, Microbrèches ; 2, grès : a, grès compacts, b, grès à discordances internes ou diastèmes ; 3, marno-calcaires ; 4. marnes ; 5, joints arénitiques à l'intérieur des marnes et des marno-calcaires ; 6, stylolithes ; F, couche fossilifère.

Institutul Geologic al României

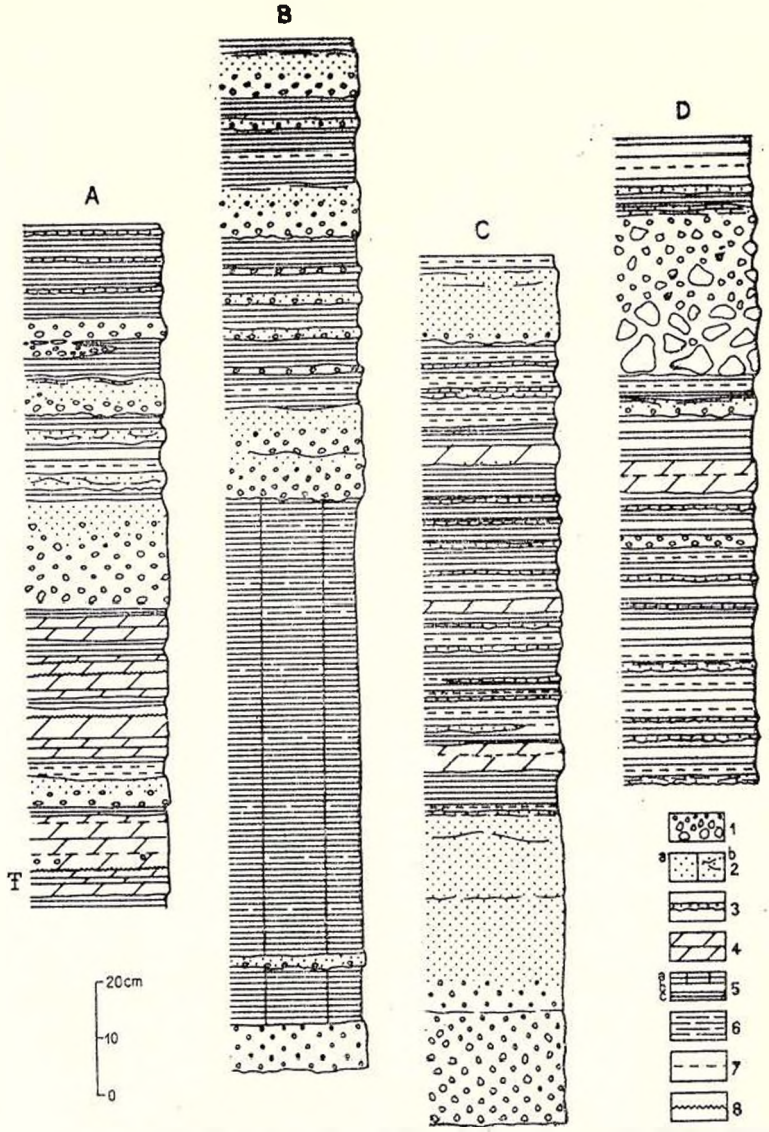


Fig. 12. — Coloane litologice de amănunt în subformaţunea de Valea Muşiţei din formaţiunea de Comarnic.

A, Baza subformaţiunii pe valea Tîrlungului spre amonte de confluenţa cu Valea Zimbrului ; B, pachetul cu marne calcaroase în plăci fosilifere situat la cca 400 m spre amonte de A ; C, baza subformaţiunii, pe valea Tîrlunului spre aval de pîrîul Stoleru Mărcoşanu ; D, Piciorul lui Ţîrcă, imediat la sud de olistolitul cu fosile tithonice.

1, Brecii ; 2a, gresii compacte, 2b, gresii cu feţe de separaţie internă ; 3, gresii cu laminaţie convolută ; 4, marnocalcare ; 5, marne : a, calcaroase, b, compacte, c, şistoase ; 6, argile ; 7, lamine grezoase în cuprinsul marnelor ; 8, stilolite ; F, strat fosilifer.

Collonnes lithologiques de détail dans la sous-formation de Valea Muşiţei de la formation de Comarnic.

A, La base de la sous-formation, sur la vallée du Tîrlung en amont du confluent avec Valea Zimbrului ; B, le paquet avec des marnes calcaires en plaquettes fossilifères situé à environ de 400 m en amont de A ; C, la base de la sous-formation sur la vallée du Tîrlung en aval du ruisseau Stoleru Mărcoşanu ; D, Piciorul lui Ţîrcă, au sud tout près de l'olistolith à fossiles tithoniques.

1, Brèches ; 2a, grès compacts, 2b, grès à discordances internes ; 3, grès a lamination convolute; 4, marno-calcaires ; 5, marnes : a, calcaires, b, compactes, c, schisteuses ; 6, argiles ; 7, joints arénitiques à l'intérieur des marno-calcaires ; 8, stylolithes ; F, couche fossilifère.

Institutul Geologic al României

dualizate, amintind în aflorimente aspectul părții superioare a formațiunii de Sinaia (fig. 11 C).

În valea Tîrlungului în apropiere de gura pîrîului Stoleru Mărcoșanu, spre aval de pîrîul Borzoș și, în apropiere de baza subformațiunii, în butoniera de pe valea Roșca, în Valea Dracului și valea Zizinului, apar secvențe mai calcaroase mergînd pînă la marnocalcare cenușii sau negre, mai mult sau mai puțin siltice, cu desfacere în plăci groase de 2—5 cm și mai bogate în amoniți (fig. 11 A, B_2 ; fig. 12 A, B). Aceste secvențe amintesc pachetul calcaros șistos din baza subformațiunii de plaiul Șirnei, de care se deosebesc însă prin duritatea mult mai mare și prin culoarea închisă.

În Valea Dracului apar cu totul local și șisturi argiloase siltice, cenușiu-verzui, mai frecvente către partea superioară a subformațiunii.

În sfîrșit, începînd din Valea Dracului către nord, gresiile din partea superioară a subformațiunii devin mai groase, iar șisturile devin din aproape în aproape ruginii, pregătind schimbarea de facies către flișul marno-grezos cu brecii de la Zizin-Purcăreni (= strate de Purcăreni, G r ă f 1972, 1975, emend).

Mecanoglifele de curent apar destul de rar și sînt legate mai ales de gresiile fine și de microbrecii (Pl. XIII, fig. 1, 2).

Variațiile în grosimea și în răspîndirea conglomeratelor tilloide și megabreciilor au ca efect variația mare a grosimii subformațiuni : aceasta depășește 500 m în valea Tîrlungului spre amonte de confluența cu valea Zimbrului și se reduce pînă la cel mult 100 m la cumpăna de ape dintre Valea Tîrlungului și valea Doftanei ; și mai la sud, în Valea Mușiței, grosimea sa se mărește din nou pînă la cca 200—250 m. Pe această ultimă vale grosimea subformațiunii scade de la vest către est, în sinclinalul de la gura Văii Mușiței el rămînînd de numai cîteva zeci de metri. În parte, această variație mare a grosimii se datorește schimbărilor de facies pe laterală către subformațiunea de plaiul Șirnei sau către depozitele părții inferioare a formațiunii de Piscu cu Brazi, care îi urmează în sucesiune, precum și rolului funcțional al fundului bazinului de sedimentare.

În ceea ce privește dovezile paleontologice asupra vîrstei subformațiunii de Valea Mușiței, pînă în 1964 fosilele recoltate din „orizontul superior al stratelor de Sinaia" erau reprezentate mai ales de exemplare de aptichi, provenite exclusiv din brecii și aparținînd în cea mai mare parte speciei *Lamellaptychus angulocostatus* (P e t e r s) și formelor sale *atlantica* H e n n i g și *longa* T r a u t h (cf. P a t r u l i u s 1969). La acestea s-a adăogat mai tîrziu *Pseudobelus bipartitus* B l a i n v. (specie semnalată mai ales în Valanginian), *Hibolites* aff. *subfusiformis* (R a s p.) (arătînd vîrsta Hauterivian-Barremian inferioor) recoltate din brecii, *Crioceratites* aff. *duvali* (L e v.) (de vîrstă hauteriviană) și *Crioceratites* sp., ca și o serie de organisme incluse în elementele calcaroase

Institutul Geologic al României

ale breciilor sau în matrice şi recunoscute în studiile microbiofaciale [21] (Murgeanu et al., 1963, Vinogradov, Dragastan, 1965, Patrulius, 1969); în sfîrşit, în calcilutite a fost semnalat *Nannoconus colomi* (Lapp.) (Murgeanu, 1930).

Recoltarea primelor fosile barremiene din depozitele subformaţiunii (Avram, Matei, 1964) a ridicat problema apartenenţei sale parţiale la această vîrstă; în 1970 încadrarea pe anumite profile a întregei subformaţiuni la Barremian a devenit sigură pe baza unor fosile recoltate în cadrul regiunii cercetate (Avram, 1970) şi care vor fi menţionate mai jos.

Punctele din care am recoltat fosile din depozitele subformaţiunii de Valea Muşiţei, în bazinul văii Doftanei, sînt :

în malul drept al văii Doftăniţa, în apropiere de confluenţa acesteia cu valea Urlăţelu : *Lamellaptychus angulocostatus* (Peters) forma *typica* Trauth şi *Crioceratites* sp. (aff. *C. andersoni* Sarkar), în secvenţele de marne cenuşii în plăci ;

pe piciorul lui Ţîrcă : *Lamellaptychus angulocostatus* forma *typica*, *Lamellaptychus angulocostatus* var., *Lamellaptychus angulocostaus* forma *atlantica (Hennnig)*, conservate în microbrecii ;

în malul drept al văii Doftanei, la vest de Pietrele Dinţilor, din marne cenuşii, plăcoase : *Lamellaptychus angulocostatus* f. *typica*, *Lytoceras* aff. *subsequens* Kar., *Eulytoceras* cf. *inaequalicostatum* (d'Orb.), *Crioceratites* sp., resturi de plante, solzi de peşti ;

în Valea Muşiţei în apropiere de axul sinclinalului Glodeasa, de pe gresii milimetrice la baza ritmurilor : *Psilotissotia malladae* (Nickles), *Barremites (Reboulites)* aff. *gouxi* Sayn, *Barremites* sp., *Hamulinites* cf. *parvulus* (Uhlig), *Hamulina* sp., *Phyllopachyceras infundibulum (d'Orb.)* s.l. Primele dintre speciile întîlnite în acest punct arată sigur prezenţa Barremianului la un nivel superior al subformaţiunii, în care marnele devin calcaroase iar breciile se îmbogăţesc în elemente de calcare, apropiindu-se de aspectul celor din subformaţiunea de plaiul Şirnei.

Astfel, fosilele recoltate din bazinul văii Doftanei permit să se susţină prezenţa Barremianului numai la partea superioară a subformaţiunii de Valea Muşiţei. Existenţa specimenelor de *Crioceratites* comparabile cu specii hauteriviene *(C. andersoni)*, abundenţa specimenelor de *Lamellaptychus angulocostatus* în marne [22], ca şi existenţa la partea terminală

[21] Acestea din urmă sînt interesante pentru stabilirea vîrstei elementelor în care sînt înglobate şi, eventual, a provenienţei lor, dar nu pot fi luate în discuţie pentru precizarea vîrstei subformaţiunii. Au fost recunoscute alge : *Macroporella, Cylindroporella (sugdeni* Elliot), *Pianella, Boueina, Arabicodium;* foraminifere : miliolide, *Trocholina, Pseudocyclammina, Dictyoconus;* calpionele, etc. Este interesantă semnalarea speciei *Cylindroporella sugdeni* în Hauterivianul superior, deşi ea aparţine Barremian-Apţianului în peninsula Arabică, de unde a fost descrisă.

[22] Deşi este cunoscut şi în baza Barremianului, *Lamellaptychus angulocostatus* Peters este o formă în general neocomiană, cu răspîndire mai mare în Hauterivian.

Institutul Geologic al României

a formațiunii de Sinaia, pe Valea Mușiței, a speciei *Lamellapthychus didayi* (Coq.) — formă care nu depășește Hauterivianul inferior — permit atribuirea părții bazale a subformațiunii de Valea Mușiței Hauterivianului superior, în acest sector.

În bazinul superior al văii Tîrlungului, fosilele recoltate provin din următoarele puncte :

malul stîng al văii Tîrlungului la 1200 m spre amonte de confluența cu Valea Zimbrului, la cca 15 m deasupra limitei inferioare a subformațiunii, din marne siltice în plăci : *Spitidiscus* sp., *Pulchellia* sp. ;

malul drept al văii Tîrlungului la cca 800 m în amonte de punctul anterior : *Pulchellia* aff. *changarnieri* Sayn, *P. schlumbergeri* Nicklès, *Barremites (Cassidoiceras)* cf. *compsense* (Kil.), *Leptoceras* sp. (afinități cu cu *L. brunneri* Oost.), *Karsteniceras* aff. *beyrichi* (Karsten), *Phyllopachyceras infundibulum* (d'Orb.) s.l. ;

malul stîng al văii Tîrlungului la 60 m spre aval de confluența cu pîrîul Stoleru Mărcoșanu (= pîrîul Sățet), din marne calcaroase, șistoase : *Barremites* sp., *Holcodiscus* sp. aff. *H. nicklesi* Kar. ;

în butonierea de strate de Comarnic de pe valea Roșca, din malul drept al văii la cca 300 m spre aval de bifurcarea sa, din marne calcaroase cenușii : *Nicklesia* aff. *pulchella* (d'Orb.), *Partschiceras winkleri* (Uhlig), *Hamulina* sp., *Hamulinites* cf. *parvulus* (Uhlig), *Karsteniceras* aff. *beyrichi* (Karsten), *Lytoceras densifimbriatum* Uhlig ;

malul drept al văii Zizinului la 450 m aval de confluența cu pîrîul Podului, din marne siltice în plăci și din marnocalcare cenușii : *Pulchellia schlumbergeri* Nicklès, *Barremites (Barremites) difficilis* (d'Orb.), *Holcodiscus* sp., *Leptoceras* sp. aff. *L. brunneri* Oost.

În general, fosilele citate indică vîrsta baremian-inferioară pentru toate punctele din care au fost recoltate în bazinul văii Tîrlungului. Chiar și în punctul fosilifer de la partea inferioară a subformațiunii, de pe valea Tîrlungului, care a oferit numai fosile ce nu permit determinarea specifică, prezența genului *Pulchellia* este suficientă pentru atribuirea vîrstei menționate. Astfel, pe acest profil, subformațiunea de Valea Mușiței este cu siguranță barremiană. Se poate deci afirma că, în cuprinsul regiunii, limita inferioară a subformațiunii se ridică de la sud la nord din Hauterivian pînă în Barremianul bazal. În valea Zizinului însă, exemplarul de *Lamellaptychus angulocostatus* forma *radiata* recoltat de la limita superioară a formațiunii de Sinaia — pe un afluent de pe dreapta al acesteia situat în aval de Pîrîul Podului — nu este suficient de caracteristic pentru precizarea vîrstei încă hauteriviene sau barremiene a pachetului din care a fost recoltat. Aici vîrsta subformațiunii de Valea Mușiței nu poate fi încă precizată [23]. Menționăm că Gräf (1972, 1975) a acceptat vîrsta barremiană a subformațiunii în acest sector fără a avea argumente paleontologice decisive pentru aceasta.

[23] Deși *Lamellaptychus angulocostatus* forma *radiata* se dezvoltă mai ales în Neocomian, el se întîlnește și în zona cu *Pseudothurmannia angulicostata* din baza Barremianului, în Culoarul Dîmbovicioarei (după Patrulius, Avram, inedit).

Institutul Geologic al României

Vîrsta limitei superioare a subformațiunii de Valea Mușiței poate fi stabilită numai cu ajutorul fosilelor recoltate din subformațiunea inferioară a formațiunii de Piscu cu Brazi care, în partea de nord a regiunii îi urmează în succesiune. Ea se situează încă în Barremianul inferior în Valea Dracului și la obîrșia văii Doftanei, iar în valea Tîrlungului poate să se ridice cel mult pînă la limita Barremian-Bedoulian, în ciuda grosimii foarte mari a subformațiunii (de cca 500 m pe acest profil).

b) **Subformațiunea de plaiul Șirnei** (= stratele de Comarnic — Mrazec et al., 1912, pro parte ; = stratele de Comarnic — Murgeanu 1930 a, 1934, pro parte ; = nivelul superior al stratelor de Comarnic — Patrulius, 1952 ; = stratele de Comarnic — Murgeanu, Patrulius, 1959).

Fără a stabili un profil tip pentru această entitate litostratigrafică, Patrulius (1969) a subliniat dezvoltarea sa tipică în împrejurimile Pietroșiței, descriind în amănunt conținutul și variațiile în litologia sa. În cadrul regiunii menționate și în limitele descrierii realizate de autorul citat, plaiul Șirnei și versantul său către Valea Lupului furnizează datele cele mai complete, putînd fi adoptat ca profil tip al subformațiunii superioare din formațiunea de Comarnic.

După descrierea realizată de Patrulius (1969), care o completează pe aceea publicată anterior de Murgeanu et al. în Ghidul excursiilor (1961), subformațiunea cuprinde în bază marne calcaroase tari, cenușii, în plăci, cu amoniți, local și marnocalcare și conglomerate (valea Prahovei) apoi șisturi marnoase cu intercalații de calcarenite gălbui cu orbitoline și, la partea superioară, marne nisipoase cu intercalații subțiri de siltite sau gresii calcaroase și calcare sideritice.

În regiunea prezentată aici se întîlnesc depozite care corespund descrierii de mai sus numai în partea sa sudică, unde formează umplutura sinclinalului de la gura Văii Mușiței. Ele pot fi urmărite pe această vale pe cca 1 km de la gură spre amonte și pe valea Doftanei de la cca 200 m spre aval de gura Văii Mușiței pînă la 1,5 km spre amonte ; în prelungirea către nord a aceluiași sinclinal ele reapar în versantul din stînga văii Urlățelu, spre amonte de confluența ei cu valea Richitei. În sfîrșit, marnele calcaroase tari din baza subformațiunii apar la zi pe o suprafață restrînsă în partea de sud a Muntelui Mușița, acolo unde depozitele formațiunii de Comarnic din sinclinalul Glodeasa dispar sub falia Mușița.

Limita inferioară a subformațiunii de plaiul Șirnei este relativ ușor de precizat în valea Doftanei în apropiere de confluența cu Valea Neagră. În acest punct flișul cu gresii de 5—6 cm, avînd stratificație oblică, cu marno-argile cenușii și verzui și cu microbrecii cu cloritoșisturi, al subformațiunii de Valea Mușiței, trece brusc la flișul cu marne calcaroase în plăci, cu brecii gălbui și cu gresii milimetrice, care formează baza subformațiunii de plaiul Șirnei. Pe Valea Mușiței, însă, în flancul vestic al aceluiași sinclinal, deasupra formațiunii de Sinaia (în care apar uneori calcarenite cu aspectul celor de la partea inferioară a formațiunii de Co-

Institutul Geologic al României

marnic), se trece foarte repede la un pachet de marne cenușii, cu intercalații de gresii subțiri rare marnocalcare albe, calcisiltite fosilifere și brecii crem, al căror aspect amintește în parte subformațiunea de Plaiul Șirnei și în parte subformațiunea de Valea Mușitei. Și mai la vest, aspecte asemănătoare de tranziție între cele două subformațiuni reapar în axul sinclinalului Glodeasa, către partea superioară a subformațiunii de Valea Mușitei.

Limita superioară a subformațiunii nu a putut fi observată : către nord depozitele sale sînt acoperite pe o mare suprafață de depozite cuaternare, care le maschează aproape complet ; în apropiere de Pietrele Dinților, peste ele se dispun gresii calcaroase masive, cu orbitoline, și conglomeratele apțian terminale ale orizontului Teslei.

Constituenții litologici ai subformațiunii de plaiul Șirnei sînt prin urmare : calcarenite, brecii (uneori și megabrecii cu elemente de calcare și șisturi cristaline), gresii, marne mai mult sau mai puțin calcaroase și, subordonat, marnocalcare.

Calcarenitele, considerate încă din 1926 (M u r g e a n u, 1930 a) ca fiind roca cea mai caracteristică a stratelor de Comarnic, au fost descrise amănunțit din punct de vedere petrografic, stratonomic, sedimentologic, etc., în bazinul văii Ialomiței și văii Prahovei de J i p a (1961) și de P a t r u l i u s (1969). În valea Doftanei ele conțin numeroase fragmente de calcar (micrite cu *Tintinnopsella carpatica, Calpionella alpina, Crassicollaria massutiniana ;* intramicrite cu foraminifere și calpionele ; biomicrite cu spiculi de spongieri și *Saccocoma),* oolite avînd în parte nucleul din cuarț corodat și care uneori sînt sparte, foraminifere (miliolide, ? textularii) uneori cu înveliș micritic, fragmente de echinizi care apar izolat în cimentul sparitic. Mai rar se întîlnesc fragmente rulate de cuarț, cuarțite (cu puțin muscovit) în parte corodate, fragmente de calcar sparitic cu neoformații de cuarț, unele foraminifere *(Trocholina* ș.a.), șisturi cloritoase și clorito-sericitoase, fragmente de gresii (gresii cuarțoase cu muscovit și biotit, gresii din „stratele" de Azuga) și șisturi argiloase negre (pl. X, fig. 4). Resturile de macrofosile din calcarenite au întotdeauna dimensiuni comparabile cu ale celorlalte elemente.

Uneori (pe afluentul stînga al văii Doftanei spre aval de confluența cu valea Doftanei și în amonte de confluența cu Valea Neagră), între marnele subformațiunii se intercalează calcarenite fine, cu desfacere în plăci, constituite aproape exclusiv din elemente de calcar care, în secțiuni subțiri, se prezintă mai mult sau mai puțin cristalizate (pl. VIII, fig. 3), alături de care apar micrite cu radiolari, foraminifere, fragmente mici și rare de cuarț subangular și paiete de muscovit. Granoclasarea este evidentă deși uneori reapar lamine formate din material mai grosier, cu trecere gradată de la și către materialul fin situat dedesubt și deasupra. Pe suprafețele de strat apar resturi de plante și exemplare de amoniți.

În brecii se regăsesc aceleași elemente, la care se alătură fragmente de aptichi *(Lamellaptychus angulocostatus* forma *typica)* și belemniți (determinați în valea Ialomiței de M u r g e a n u — 1930 a), numeroase șisturi argiloase negre, marne, gresii cuarțitice muscovitice, gnaise cu

Institutul Geologic al României

biotit, micașisturi biotitice „cuarțifere" și amfibolite cu tremolit, aproape monominerale, larg cristalizate. Ultimele apar într-un singur punct, pe afluentul de pe stînga al văii Doftanei spre aval de Valea Mușiței, ca blocuri de 30 cm—3 m diametru. Participarea elementelor calcaroase la constituirea acestor brecii este foarte variabilă, de la foarte mare, pînă la aproape nulă. În general elementele amintite au conture subangulare sau subrotunjite. Granoclasarea, existentă mai ales la calcarenite și microbrecii, lipsește la megabrecii. Uneori breciile în strate de 10—20 cm păstrează pe talpă o zonă arenitică cu rare bioglife, iar la partea lor superioară trec brusc la o zonă siltică, fin micacee, cu laminație ușor convolută, de tranziție la marnele șistoase de deasupra ; alteori ele au o granoclasare mai mult sau mai puțin evidentă și, în acest caz, pe talpa stratului se dispun direct elementele mai grosiere, fără intermediul unui strat de gresie. O serie de trăsături specifice : graded bedding, current bedding, împreună cu sedimentația fracționată, trierea granulometrică bună în raport cu uzura redusă a materialului detritic, existența stratelor de grosime constantă intercalate într-o masă litică, permit considerarea curenților de turbiditate ca agent transportor al materialului calcarenitic (J i p a, 1961).

Gresiile subformațiunii de Plaiul Șirnei, în general foarte subțiri (de 1—5 mm), formează baza unor ritmuri înguste de 2—3 cm (fig. 10 B, C). Ele sînt fine, micacee, cenușii sau brune prin alterație. Pe talpă păstrează adesea impresiuni de amoniți. Cele care formează strate mai groase (de la 2—3 cm în sus) au în bază zone de calcarenit granoclasat, iar către partea superioară laminație paralelă sau oblică.

Urmele de curent pe talpa stratelor sînt extrem de rare în bazinul văii Doftanei. Mai la vest, ele par a fi mai numeroase și aparțin tipurilor : flute casts, drag marks, slide marks, crescent marks (J i p a, 1961) și load casts (P a t r u l i u s, 1969).

Marnele apar în continuare către partea superioară a gresiilor milimetrice, la început siltice (1,5—2 cm) apoi fine (0,3—0,5 mm) și se termină cu pelicule de argilă cenușie sau neagră (fig. 10 B) ; după care reapar în strate de 3—6 mm de culoare cenușiu-verzuie și sînt acoperite de gresia ritmului următor. Fosilele se întîlnesc, de asemenea, în partea superioară a ritmurilor, cantonate în marnele siltice imediat sub pelicula de argilă. În baza subformațiunii (la gura Văii Mușiței ; pe primul afluent pe stînga văii Doftanei, în aval de confluența cu aceasta ; pe Valea Mușiței în flancul vestic al aceluiași sinclinal) apar șisturi calcaroase cenușiu-albicioase, gălbui pe fețele alterate, care se desfac în plăci groase de 2—7 mm după zonele interne mai grosiere și care sînt bogate în resturi de plante și de amoniți striviți.

Marnocalcarele se întîlnesc mai rar, ca strate independente de 2—4 cm, fine, cenușii monocolore sau reiate prin variații de culoare și granulometrie. Uneori ele formează intercalații de calcilutit în calcarenite, cu trecere gradată de la și către acestea. Numai cele monocolore nu au indicii de redepunere (pl. VIII, fig. 4). Celelalte se desfac după fețe de stratificație paralele, acoperite de resturi de plante și de particule

Institutul Geologic al României

detritice milimetrice sau submilimetrice de marnocalcare și marne ; acestea din urmă conțin fosilele cel mai bine conservate din cuprinsul subformațiunii.

Marnele calcaroase șistoase sau în plăci apar în valea Ialomiței și în valea Prahovei, la baza subformațiunii de plaiul Șirnei dar și la nivele situate mai sus, mergînd pînă la Apțianul inferior (Ștefănescu, et al., 1965).

Fosilele recoltate pînă în prezent din depozitele subformațiunii de plaiul Șirnei (Murgeanu, 1930 ; Patrulius, 1952, 1969 ; Avram, Matei, 1964 ; Ștefănescu et al., 1965) atestă în general vîrsta lor barremiană ; doar cîteva forme : *Neohibolites clava* Stolley, *Holcophylloceras guettardi* (Rasp.), provenite din bazinul văii Ialomiței, indică și prezența Apțianului inferior la partea lor terminală.

În bazinul văii Doftanei singurele fosile citate pînă în 1970 din subformațiunea de plaiul Șirnei provin de la gura Văii Mușiței : *Barremites* spp. (Murgeanu, Patrulius, 1959) și *Dissimilites dissimilis* (d'Orb.) (Avram, Matei, 1964). Din același punct am recoltat mai recent *Pulchellia sauvageaui* (Hermite), *P. multicostata* Riedel, *Silesites* cf. *vulpes* (Coq.), *Moutoniceras ?* sp. (= *Toxoceras annulatus* d'Orb. in coll), *Karsteniceras* aff. *beyrichi* (Karst.), *Phyllopachyceras infundibulum* (d'Orb.) s.l. (Avram, 1976).

În afară de punctul menționat, am mai recoltat amoniți din următoarele puncte, în general din nivelele inferioare ale subformațiunii :

valea Doftanei la cca 100 m spre amonte de confluența cu Valea Mușiței : *Pulchellia sauvageaui, Holcodiscus* sp., solzi de pești ;

malul stîng al primului afluent de pe stînga văii Doftanei spre amonte de confluența cu Valea Neagră ; la 300 m de gură : *Karsteniceras* aff. *beyrichi* (Karst,), *Moutoniceras ?* sp. (= *Toxoceras annulatum* d'Orb. in coll.), din calcarenite șistoase și, respectiv, din șisturi calcaroase ;

malul stîng al văii Doftanei, la baza subformațiunii — în flancul vestic al sinclinalului Gura Mușiței : *Pseudohaploceras* sp. aff. *P. liptoviense* (Uhlig), *Crioceratites* sp. (afinități cu *C. thiollierei* Astier), *Acrioceras* cf. *karsteni* (Hohenneger) Uhlig, din marne siltice cenușii ;

la baza subformațiunii, pe Valea Mușiței, în flancul stîng al sinclinalului amtintit mai sus : *Leptoceratoides* sp. aff. *L. pumilus* (Uhlig), din marne calcaroase șistoase.

În ansamblu, aceste fosile arată vîrsta barremiană. O mențiune specială trebuie făcută numai în legătură cu prezența exemplarelor de *Pseudohaploceras,* care indică Barremianul superior la baza subformațiunii de plaiul Șirnei în valea Doftanei, pe flancul vestic al sinclinalului Gura Mușiței. În acest punct chiar litologia pachetului fosilifer se apropie mai mult de a părții superioare a subformațiunii, conform definiției sale date de Patrulius (1969) ; este deci posibilă fie afundarea locală a acesteia în lungul unei falii, fie nedepunerea părții sale inferioare în arealul unei zone de ridicare a fundului bazinului de sedimentare, for-

Institutul Geologic al României

mat din depozite ale formațiunii de Sinaia. Cea de-a doua ipoteză (pe care am adoptat-o în construcția secțiunilor geologice) este susținută și de subțierea pînă la dispariție a subformațiunii de Valea Mușiței în flancul vestic al sinclinalului amintit, în timp ce către vest și est de această zonă ea atinge grosimi mult mai mari.

Existența a numeroase cute cu amplitudine mică în cuprinsul subformațiunii de plaiul Șirnei din sinclinalul Gura Mușiței îngreunează aprecierea corectă a grosimii sale. Grosimea rezultată din construirea secțiunilor geologice este de 200—250 m. Este probabil ca în realitate aceasta să fie mult mai mică.

Formațiunea de Piscu cu Brazi (= stratele de Piscu cu Brazi — Murgeanu, Patrulius, fide Băncilă 1958; Patrulius, 1969; = stratele de Purcăreni + stratele de Ciucaș-Zăganu — Gräf 1972, 1975, pro parte).

Definiția stratelor de Piscu cu Brazi, realizată de Patrulius în 1969, relativ tîrziu după apariția denumirii în literatura geologică (Băncilă, 1958), a precizat existența în cuprinsul acestora a unei părți inferioare sincrone cu stratele de Comarnic, constituită din roci argilo-marnoase și siltice, urmată de faciesul lor cel mai caracteristic și cu răspîndirea areală cea mai mare, faciesul marno-grezos ruginiu.

În bazinul superior al văii Doftanei și mai ales în al văii Tîrlungului am găsit ambele pachete de strate, care se mențin în linii generale în aceleași raporturi ca în valea Ialomiței. Aici le-am separat cartografic sub numele de: subformațiune marnoasă (de Valea Dracului) și subformațiune marno-grezoasă ruginie (de valea Babarunca). În afara acestora, în partea de nord a regiunii, formațiunea de Piscu cu Brazi cuprinde la partea sa inferioară depozite de fliș marno-grezos cu brecii care au fost incluse în 1972 de Gräf (1972, 1975) în „stratele de Purcăreni" și care sînt descrise în lucrarea de față ca „subformațiune de Purcăreni".

a) **Subformațiunea de Purcăreni** (= stratele de Purcăreni — Gräf 1972, 1975, emend.)

În partea de nord a regiunii, începînd din versantul din dreapta văii Zizinului și văii Burdușale către Purcăreni, se dezvoltă un pachet de fliș care îmbină caracterele litologice ale formațiunii de Piscu cu Brazi cu abundența breciilor cu elemente de șisturi cristaline, de tipul celor existente în subformațiunea de Valea Mușiței din formațiunea de Comarnic. Pe direcție, schimbarea de aspect a gresiilor (care devin ruginii, rugoase) și marnelor se face simțită încă din Valea Dracului, în unele secvențe situate la partea superioară a subformațiunii de Valea Mușiței, această schimbare devenind progresiv mai accentuată către nord.

Gräf a separat acest pachet cu caractere mixte, ca parte inferioară a „stratelor de Purcăreni". În accepțiunea autorului lor aceste strate cuprind două nivele: cel inferior, caracterizat prin frecvența mare a rocilor calcaroase cu un colorit închis, care amintesc de stratele de Sinaia; cel superior, format dintr-o alternanță ritmică de marne șis-

Institutul Geologic al României

toase și gresii cenușii. Între cele două nivele se mai află un pachet de fliș marnos-șistos, în care sînt intercalate gresii calcaroase și strate subțiri de calcare, calcarenite și microbrecii. Limita superioară a stratelor astfel definite este imposibil de sesizat în litologia depozitelor, așa că autorul recurge la delimitarea cronostratigrafică față de flișul marno-grezos (= „stratele de Ciucaș-Zăganu", pro patre) care urmează în succesiune.

După chiar descrierea realizată de autorul menționat (1972, 1975), pachetul care formează o entitate litostratigrafică ușor de delimitat este pachetul inferior (incluzînd și flișul marnos de la partea sa superioară), în care flișul marno-grezos sau marnos cuprinde marnocalcare, calcarenite și microbrecii. Denumirea introdusă în literatura geologică de G r ă f ar trebui, astfel, să fie conservată numai pentru acest pachet, care se întîlnește cu caracterele amintite nu numai în regiunea Purcăreni, ci formează și o parte din deschiderile atribuite „orizontului cu *Lamellaptychus angulocostatus* al stratelor de Sinaia" din munții Baraolt. Pachetul superior al „stratelor de Purcăreni" în accepțiunea lui G r ă f corespunde termenului marnos și celui marno-grezos al formațiunii de Piscu cu Brazi. De altfel, chiar „stratele de Purcăreni" astfel emendate se înrudesc îndeaproape cu partea inferioară, mai marnoasă, a formațiunii de Piscu cu Brazi ; pe această bază ele sînt incluse aici ca subformațiune cu dezvoltare areală mai restrînsă în regiune, în cuprinsul formațiunii menționate.

Vîrsta subformațiunii de Purcăreni emend., este cu siguranță barremiană, judecînd după numeroasele fosile care indică această vîrstă, din lista de faună dată de G r ă f (1972, 1975) și după prezența către partea lor superioară a unui specimen de *Holcodiscus* aff. *gastaldinus* (d'O r b.) pe care l-am recoltat pe un afluent stînga al pîrîului Purcărenilor, imediat la vest de carieră. Ele constituie astfel un al treilea facies cu brecii al Barremianului, care înlocuiește către nord partea superioară a subformațiunii de Valea Mușiței și subformațiunea de plaiul Șirnei din formațiunea de Comarnic.

b) **Subformațiunea de Valea Dracului** (= complexul marnos-siltitic — A v r a m, 1970).

Începînd de la obîrșia văii Urlătelu (la fundul văii Doftanei) către nord, pînă în Valea Dracului, deasupra subformațiunii de Valea Mușiței din cuprinsul formațiunii de Comarnic se dezvoltă un pachet de depozite constituit din marno-argile și gresii centimetrice, care îmbracă aspecte litologice și stratonomice distinctive față de formațiunea de Comarnic cu care este parțial sincron, și față de subformațiunea marno-grezoasă pe care o suportă. La nord de Valea Dracului, zona de afloriment a acestui pachet se urmărește, în cadrul regiunii prezentate aici, pînă în versantul din dreapta al văii Zizinului și la obîrșia văii Zizinului. În profilul tip din Valea Dracului al subformațiunii, depozitele sale ating cea mai mare grosime în cuprinsul regiunii cercetate.

Constituentul litologic dominant al subformațiunii de Valea Dracului îl reprezintă marnele și marno-argilele siltice cenușii, predomi-

Institutul Geologic al României

nanța lor conducînd la aspecte particulare atît în aflorimente (aspect „clisos" din cauza înmuierii lor) cît și în morfologia terenului. Ele formează termenii superiori ai unor ritmuri care nu depășesc 3—5 cm grosime, sînt legate de gresia din baza ritmului printr-o zonă mai grosieră și rămîn siltice pînă aproape de partea lor terminală, unde trec adesea la pelicule de argilă neagră sau cenușiu-verzuie ; împreună cu gresiile din baza ritmurilor se desfac în plăci (lespezi). Uneori stratele de marno-argile includ zone de 2—4 mm grosime de siltit micaceu, cu stratificație de curent. Prin alterare ele devin brune, fie foioase, fie, mai adesea, gloduroase în funcție de cantitatea de material aleuritic pe care o conțin. Ele se desfac după fețe de stratificație marcate de acumularea muscovitului, materialului cărbunos și peliculelor de argilă. Mai rar (la gura văii Stoleru Mărcoșanu, în malul drept), între ele se intercalează pachete de 5—6 cm de argile verzi, disodiliforme, cu alterație brună și cu eflorescențe de sulfați (fig. 13 B).

Gresiile apar de obicei în strate de la 2—3 mm pînă la 2—3 cm, la partea inferioară a ritmurilor. Ele sînt fine, cu ciment calcaros sau parțial argilos (cele foarte subțiri), cu numeroase paiete de muscovit. Elementele lor, în general angulare sau subangulare, sînt formate în cea mai mare parte din cuarț, la care se adaugă rare calcare cristalizate, muscovit și puțin biotit cloritizat. Granoclasarea este prezentă. De asemenea, apare frecvent laminația oblică sau ușor convolută. Mai rar, pe talpa gresiilor se întîlnesc mecanoglife de curent. Prin alterare, gresiile capătă culoarea ruginie caracteristică celor din subformațiunea marno-grezoasă suprajacentă.

Asocierea constituienților litologici descriși este destul de uniformă : gresie—marnă siltică—argilă—gresie (din baza ritmului următor) ; intervin totuși și situații asemănătoare acelora din formațiunea de Comarnic : gresie—marnă siltică—marnă argiloasă—peliculă de argilă—marnă siltică—gresia ritmului următor (fig. 13—14).

În partea sudică a arealului său de apariție, în sectorul cuprins între pîrîul Urlățelu, la sud, și confluența văii Tîrlungului cu valea Urlatu Mare, la nord, trecerea de la subformațiunea de Valea Mușiței, subjacentă, se realizează printr-un pachet de marne mai calcaroase, cenușii, în plăci fosilifere pe fețe (valea Urlatu Mare — în bazinul văii Tîrlungului : afluentul de pe stînga văii Prișcului de la vest de muntele Urlățelu — în bazinul văii Doftanei). Către nord, în Valea Dracului, limita inferioară a subformațiunii se trasează imediat deasupra ultimului pachet cu brecii ; acesta suportă pe 30—40 m grosime stratigrafică un pachet cu gresii de 2—5 cm grosime foarte calcaroase,cenușiu-negricioase, alterate brun, uneori cu zone de microbrecie la partea inferioară, care amintesc în parte subformațiunea de Purcăreni dezvoltată mai la nord (fig. 14 A). Același punct se poate urmări și pe afluenții de pe stînga ai văii Zizinului (valea Florișca, etc.), intercalat între depozitele subformațiunii marnoase. În Valea Dracului, pachetul bazal cuprinde și marne calcaroase, în plăci fosilifere, dar numai ca o secvență metrică (în malul

Institutul Geologic al României

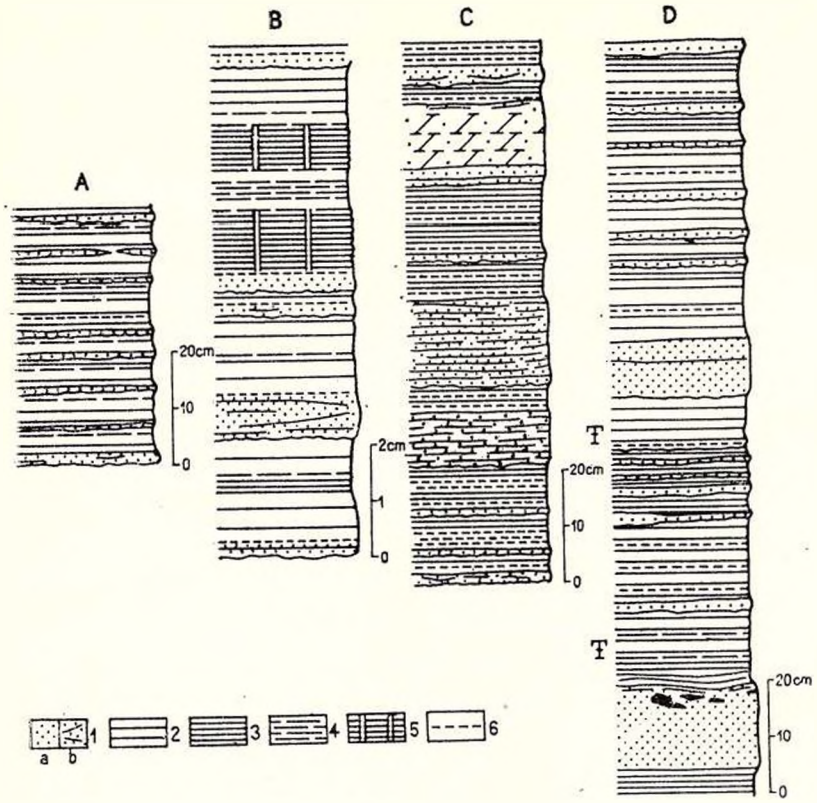


Fig. 13. — Coloane litologice de amănunt în depozitele subformațiunii de Valea Dracului din formațiunea de Piscu cu Brazi.

A, Pîrîul Borzoș ; B, pîrîul Stoleru Mărcoșanu ; C, afluentul de pe dreapta văii Zizinului de la cca 1 km spre amonte de confluența cu valea Zizinașului ; D, gura văii Babarunca.

1a, Gresii compacte uneori cu incluziuni de marne la partea lor superioară, 1b, gresii cu suprafețe de separație internă ; 2, marne siltice compacte, cu peliculă ruginie de alterație ; 3, marne ; 4, argile ; 5, șisturi disodilice ; 6, lamine grezoase în cuprinsul marnelor ; F, strat fosilifer.

Colonnes lithologiques de détail dans les dépôts de la sous-formation de Valea Dracului de la formation de Piscu cu Brazi.

A, Le ruisseau Borzoș ; B, le ruisseau Stoleru Mărcoșanu ; C, l'affluent de droite de la vallée du Zizin, à environ 1 km en amont du confluent avec la vallée Zizinașului ; D, l'embouchure de la vallée de Babarunca.

1a, grès compacts, parfois à inclusions de marnes à leur partie supérieure, 1b, grès à discordances internes ou diastèmes ; 2, marnes siltiques compactes à altération rouille ; 3, marnes, 4, argiles ; 5, schistes dissodiliques ; 6, joints arénitiques à l'intérieur des marnes ; F, couche fossilifère.

Institutul Geologic al României

drept, imediat deasupra ultimei deschideri a subformațiunii de Valea Mușiței).

Trecerea la partea superioară către subformațiunea marno-grezoasă, de Babarunca, este gradată. În valea Babarunca apar marno-argile și

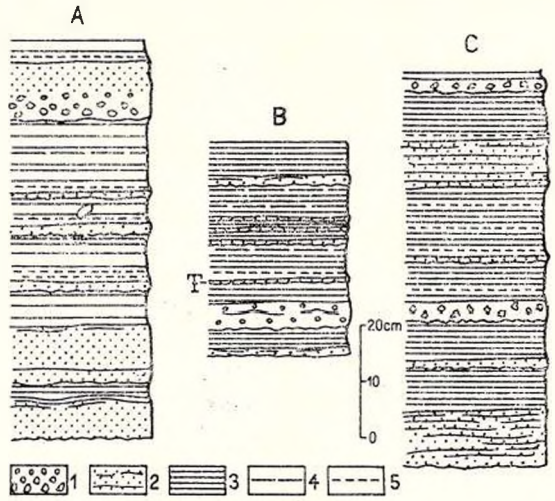


Fig. 14. — Coloane litologice de amănunt în depozitele subformațiunii de Valea Dracului din formațiunea de Piscu cu Brazi, pe profilul tip.

A, Pachetul de tranziție de la subformațiunea de Valea Mușiței (formațiunea de Comarnic) ; B, punctul fosilifer situat la cca 50 m deasupra bazei subformațiunii de Valea Dracului ; C, partea mediană a subformațiunii, în semidebleul șoselei.

1, Microbrecii ; 2, gresii, uneori cu fețe de separație internă sau laminație ; 3, marne ; 4, argile ; 5, lamine grezoase în cuprinsul marnelor ; F, nivel fosilifer.

Colonnes lithologiques de détail dans les dépôts de la sous-formation de Valea Dracului de la formation de Piscu cu Brazi, sur le coupe type.

A, Le paquet de transition de la sous-formation de Valea Mușiței (de la formation de Comarnic) ; B, le point fossilifère situé à environ de 50 m au-dessus de la base de la sous-formation de Valea Dracului ; C, la partie médiane de la sous-formation, au semidéblai de la route.

1, Microbrèches ; 2, grès, parfois à discordances internes ou à lamination ; 3, marnes ; 4, argiles ; 5, joints arénitiques à l'intérieur des marnes ; F, niveau fossilifère.

marne siltice în plăci, între care se intercalează gresii ruginii de 2—3 cm și, mai rar, de 20—30 cm (având adesea elemente grosiere de calcare și

Institutul Geologic al României

șisturi cristaline), pachetul căpătînd un aspect mixt, de tranziție între cele două subformațiuni (fig. 13 D). De asemenea, în valea Urlatu Mare (pe un afluent dreapta al acesteia) trecerea se face prin creșterea progresivă a grosimii gresiilor, astfel că limita este oarecum arbitrară. În valea Tîrlungului însă, din amonte de valea Teslei pînă la pîrîul Borzoș și în Valea Dracului, la baza subformațiunii de valea Babarunca se află un pachet de fliș grezos, care ușurează trasarea limitei.

Variațiile pe laterală ale litologiei descrise merită, de asemenea, o mențiune : între valea Prișcului și pîrîul Borzoș gresiile din cuprinsul subformațiunii apar ca intercalații milimetrice, mai rar de 2—3 cm grosime, pe cînd către nord gresiile sînt ceva mai dezvoltate, avînd pînă la 3—4 cm (valea Roșca și Valea Dracului), marnele și argilele rămînînd totuși dominante. În Valea Dracului și valea Zizinului (cu afluenții săi), între depozitele subformațiunii se intercalează rare calcarenite gălbui, cu elemente de calcare (micrite cu cuarț de neoformație, radiole de echinizi, fragmente de briozoare, calcare fin cristalizate, micrite cu calpionele), cuarțite, gresii micacee moi, marne, fragmente cărbunoase și, cu totul subordonat, șisturi clorito-sericitoase. Pe un afluent de pe dreapta văii Zizinului spre amonte de confluența cu valea Zizinașului, acestea conțin și orbitoline mari, iar în valea Florișca au furnizat un fragment remaniat de *Lamellaptychus angulocostatus*.

Grosimea subformațiunii de Valea Dracului comportă variații după aceleași direcții ca și subformațiunea de Valea Mușiței, peste care este depusă : în dreapta văii Zizinului ea însumează cca 150—200 m ; pe profilul tip (Valea Dracului) ea atinge aproape 1000 m, iar către sud, la obîrșia văii Doftanei, se reduce pînă la dispariție. Către est, la latitudinea văii Babarunca, și spre sud, subformațiunea de Valea Dracului se subțiază de asemenea și dispare rapid, la numai 1,5—2 km de la zona sa vestică de afloriment. Aceste variații mari al grosimii se datoresc, pe de o parte, depunerii mai active în anumite zone (concomitent cu condensarea stratigrafică sau chiar nedepunerea sa în zona de ridicare a fundului bazinului de sedimentare situată mai la est) și, pe de alta, trecerii laterale de facies către baza subformațiunii marno-grezoase din formațiunea de Piscu cu Brazi.

Vîrsta subformațiunii, dovedită de fosilele destul de numeroase pe care le-am recoltat, este barremian superior-gargasiană. Între aceste limite, ea prezintă unele variații în lungul zonei sale de afloriment.

În pachetul mai calcaros, bazal, de pe afluentul stîng al văii Prișcului, am identificat : *Phylloceras (Hypophylloceras)* cf. *tethys* (d'O r b.), *Pseudohaploceras* sp. (afinități cu *P. douvillei* (F a l l o t), *Spitidiscus* ? sp..., *Barremites* aff. *subdifficilis* (K a r.). De pe același afluent, dar din marne siltice cenușii, la 220 m de la gură, am recoltat : *Ptychoceras* cf. *dittleri* V a š i č e k.

Pe valea Urlatu Mare același pachet cu marne calcaroase a furnizat : *Silesites seranonis* (d'O r b.) juvenil, *Pseudohaploceras* ? sp.

Aceste fosile indică vîrsta barremiană.

Tot în Barremian se situează limita inferioară a subformațiunii pe Valea Dracului : primul afloriment de pe stînga văii deasupra for-

Institutul Geologic al României

maţiunii de Comarnic conţine : *Holcodiscus perezianus* (d'O r b.), *H cf. geronimae* (H e r m.), *Moutoniceras varusensis* (d'O r b.), *Leptoceratoides pumilus* (U h l i g), *L. subtilis* (U h l i g), *Karsteniceras* aff. *beyrichi pumilus* (U h l i g), *L. subtilis* (U h l i g), *Karsteniceras* aff. *beyrichi* (K a r s t e n), iar în malul drept marnele calcaroase dure amintite mai sus au furnizat : *Phyllopachyceras infundibulum* (d'O r b.).

Astfel, se poate afirma cu siguranţă că limita inferioară a subformaţiunii se situează în Barremian. Este posibil ca în valea Tîrlungului, la gura pîrîului Borzoş, unde grosimea sa este foarte mică în comparaţie cu grosimea mare a subformaţiunii de Valea Muşiţei subjacente, aceasta din urmă să ocupe întregul Barremian ; pînă în prezent nu există însă nici o dovadă în acest sens.

Şi mai la nord, în versantul din dreapta văii Zizinului, subformaţiunea de valea Dracului conţine de asemenea fosile arătînd vîrsta barremian superioară sau cel mult apţian inferioară :

la obîrşia văii Zizinului (la aproximativ 200 m sub baza conglomeratelor din vîrful Ciclomului) — *Silesites cf. vulpes* (C o q), *Phyllopachyceras infundibulum* (d'Orb.) s.l. ;

pe al doilea afluent de pe dreapta văii Zizinului spre amonte de confluenţa acestuia cu valea Zizinului : *Pseudohaploceras* sp.

Partea superioară a subformaţiunii comportă şi ea unele variaţii de vîrstă, de la sud către nord. Pe afluentul de pe stînga văii Prişcului care a furnizat şi fosilele barremiene, am recoltat la un nivel superior (la 300 m de gură) : *Deshayesites* sp. aff. *D. planus* C a s e y şi *Acrioceras silesiacum U h l i g ;* de la obîrşia văii Urlatu Mare, pe un afluent dreapta al acesteia : *Colombiceras sinzowi* (K a s a n s k i), în nivelul de trecere la subformaţiunea marno-grezoasă. Fosilele amintite indică prezenţa Bedoulianului (*Deshayesites*) şi a Gargasianului superior (*Colombiceras*) în cuprinsul subformaţiunii de Valea Dracului care, în această zonă, nu depăşeşte 150 m grosime. Existenţa Bedoulianului superior şi în cuprinsul subformaţiunii marno-grezoase în imediata apropiere (în valea Tîrlungului spre amonte de gura pîrîului Stoleru Mărcoşanu) ridică problema unor îndinţări de facies foarte rapide între cele două subunităţi litostratigrafice.

De la partea superioară a subformaţiunii am recoltat numeroase exemplare de amoniţi la gura văii Babarunca (şi la 20 m vest de aici, în semidebleul şoselei de pe valea Ramura Mică [24]) : *Holcophylloceras* aff. *paquieri* (S a y n), *Macroscaphites yvani striatisulcatus* (P u z.), *Costidiscus recticostatus* (d'O r b.), *Ptychoceras laeve* M a t h., *P. emericianum* d'O r b., *Toxoceratoides royerianus* (d'O r b.), *Dufrenoyia* cf. *dufrenoyi* (d'O r b), *D.* cf. *notha* C a s e y. Punctul fosilifer, indicînd Bedouli-

[24] Din acest punct provine singura fosilă cunoscută în regiunea din cuprinsul formaţiunii de Piscu cu Brazi înaintea notei publicate de A v r a m în 1970 : un exemplar de *Macroscaphites yvani,* care a fost considerat în mai multe lucrări (M u r g e a n u et al., 1959 ; M u r g e a n u et al., 1961 P a t r u l i u s, 1969) ca argument în favoarea vîrstei barremiene a părţii inferioare a stratelor de Piscu cu Brazi (sau complexului marno-grezos ruginiu).

Institutul Geologic al României

anul superior [25], se află foarte aproape de limita superioară a formațiunii de Comarnic, care apare la zi pe aceiași vale, într-o butonieră anticlinală. Aici se află primul punct (mergînd de la zona de afloriment a flișului marnos către est) unde se face simțită discontinuitatea stratigrafică dintre formațiunea de Comarnic și termeni din ce în ce mai noi ai Apțianului.

În Valea Dracului, imediat sub primele gresii groase aparținînd subformațiunii marno-grezoase, am găsit : *Aconeceras* sp. aff. *A. haugi* (S a r a s i n), într-un pachet de marne cenușii negricioase, micacee, tari. Același pachet apare în continuare pe direcție către nord, pe un afluent de pe stînga văii Zizinului, unde conține *Macroscaphites yvani striatisulcatus* (d'O r b.) și *Sanmartinoceras (Sinzovia) trautscholdi* (S i n z o w) ; speciile de Aconeceratidae citate indică cu siguranță Bedoulianul.

În sfîrșit, în versantul din dreapta văii Zizinului, vîrsta superioară a subformațiunii este dată, indirect, de un exemplar de *Colombiceras subpeltoceroides* S i n z. (Gargasian superior sau Clansayesian inferior) citat de G r ă f în 1972 și 1975 de pe Pîrîul Craca Uscată (imediat la nord de vîrful Ciclomului, în afara regiunii discutate aici), din depozite aparținînd subformațiunii marno-grezoase din formațiunea de Piscu cu Brazi.

Astfel, vîrsta subformațiunii de Valea Dracului se situează cu siguranță în Barremianul superior și Bedoulian în întreaga sa zonă de apariție, pachetul de tranziție către subformațiunea de valea Babarunca fiind Bedoulian superior. Ea urcă pînă în Gargasian numai la vest de muntele Urlățelu și în versantul din dreapta văii Zizinului către vîrful Ciclomului, unde relieful mai ridicat al bazinului de sedimentare a determinat o rată mai mică a sedimentării și menținerea faciesului pelitic un timp mai îndelungat.

c) **Subformațiunea de Babarunca** (= complexul marno-grezos ruginiu — M u r g e a n u, P a t r u l i u s, 1959).

[25] Nivelul terminal al Bedoulianului — zona cu *Tropaeum bowerbanki* —, unde are loc apariția și diversificarea genului *Dufrenoyia* atît în Anglia, cît și în sudul U.R.S.S. Apartenența acestui nivel la Bedoulian este susținută de C a s e y (1961) și, de asemenea, de o parte din autorii sovietici (E r i s t a v i, 1960, separă în Caucazul de nord un nivel cu *Dufrenoyia* spp. între cel cu *Deshayesites deshayesi* din Apțianul inferior și cel cu *Epicheloniceras* din baza Apțianului mediu ; E g o i a n notează, de asemenea, în 1969, prezența în Apțianul inferior = Bedoulian din Caucazul de nord, a unor strate cu *Dufrenoyia furcata*, la partea superioară a zonei cu *Deshayesites deshayesi*). În regiunea tip a subetajului, însă, după F a b r e - T a x i et al. (1965), specia *Tropaeum bowerbanki* apare mai jos în succesiune (în strate atribuite, de autorii citați, Bedoulianului), iar *Dufrenoyia dufrenoyi* se întîlnește imediat mai sus împreună cu *Epicheloniceras martinii* și *Aconeceras nissus*, deci într-o asociație tipic gargasiană. Pe de altă parte, B u s n a r d o et al. (1968) includ în Bedoulian nivelul de dezvoltare a genului *Dufrenoyia*.

Institutul Geologic al României

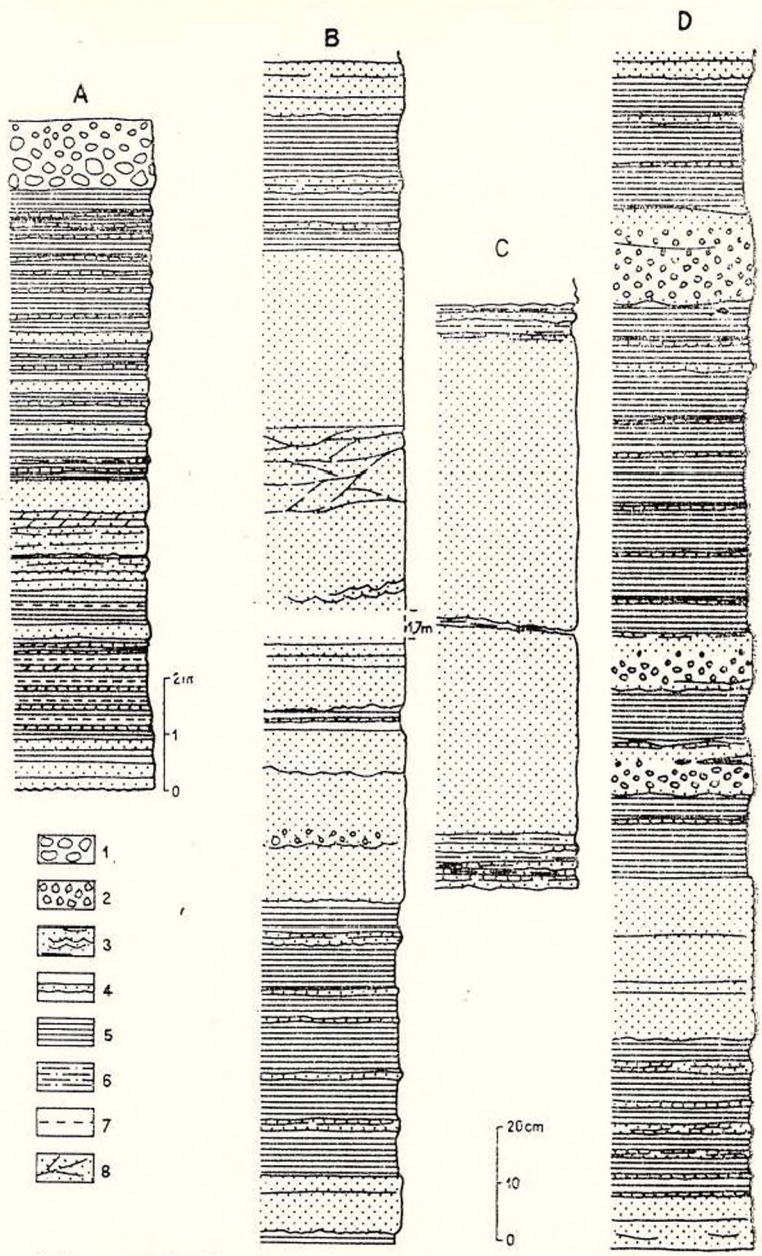


Fig. 15. — Coloane litologice de amănunt în partea inferioară a subformațiunii de Babarunca.

A, Valea Tîrlungului la confluența cu pîrîul Borzoș ; B, afluentul de pe dreapta văii Zizinului de la 1 km spre amonte de confluența cu valea Zizinașului ; C, Valea Dracului ; D, gura pîrîului Vaida.

Institutul Geologic al României

Denumirea de „complex marno-grezos ruginiu" a fost adoptată de autorii Murgeanu, Patrulius (1959) pentru a desemna pachetul format din gresii calcaroase și marne care urmează în succesiune peste stratele de Sinaia și de Comarnic chiar în cuprinsul regiunii în discuție aici.

Redefinirea sa ca „subformațiune de Babarunca" se menține în limitele descrierii sale inițiale, în care a fost stabilit și sectorul cu dezvoltarea sa cea mai tipică — între valea Babarunca și Valea Ramura Mică, pînă la baza conglomeratelor albiene care formează versantul sud-vestic al masivului Ciucaș.

Depozitele subformațiunii de Babarunca apar la zi în regiune pe o suprafață mare, începînd de la obîrșia văii Doftanei (pîrîul Urlățelu și valea Zănoagei) spre nord, formînd în cea mai mare parte versantul din dreapta văii Tîrlungului de la confluența cu Valea Cailor spre aval și versantul din stînga acestei văi către amonte de valea Urlatu Mare.

Limita inferioară a subformațiunii se trasează relativ ușor, prin creșterea bruscă a ponderii gresiilor în alcătuirea litologiei aflorimentelor deasupra subformațiunii de Valea Dracului (fig. 15 A B, C).

Limita sa superioară o formează baza conglomeratelor de Ciucaș — Zăganu.

Din punct de vedere litologic, subformațiunea de Babarunca este formată dintr-o alternanță de marne argiloase cu gresii calcaroase și, rar, cu marnocalcare sideritice. În jumătatea sa superioară se intercalează gresii masive (vîrful Pleșu — Valea Dracului — pîrîul Dungului) și conglomerate poligene (între valea Teslei și Pasul Bratocea), într-un pachet cu valoare de reper litostratigrafic, denumit de Murgeanu et al. (1959) „orizont al Teslei".

Gresiile reprezintă constituentul litologic cel mai caracteristic. Tipul cel mai răspîndit este acela al gresiilor calcaroase dure, cenușiu albăstrui, fin micacee, cu zonă ruginie de alterație ; ele formează strate de 20—50 cm grosime, care se desfac în lespezi după fețe paralele, bogate în muscovit și resturi cărbunoase. Granoclasarea este întotdeauna prezentă : pe o grosime mai mare sau mai mică începînd din bază ele sînt grosiere sau chiar microconglomeratice, cu elemente de calcare, și,

1, Conglomerate ; 2, microbrecii ; 3, gresii compacte cu fețe de separație internă paralele sau convolute ; 4, gresii centimetrice cu laminație oblică ; 5, marne ; 6, șisturi argilo-grezoase ; 7, lamine grezoase în cuprinsul marnelor ; 8, zone de brecifiere în gresiile masive.

Colonnes lithologiques de détail dans la partie inférieure de la sous-formation de Babarunca.

A, La vallée du Tîrlung au confluent avec le ruisseau Borzoș ; B, l'affluent droit de la vallée du Zizin à 1 km en amont du confluent avec la vallée Zizinașului ; C, Valea Dracului ; D, l'enbouchure du ruisseau Vaida.

1, Conglomérats ; 2, microbrèches ; 3, grès compacts, à discordances internes parallèles ou convolutes ; 4, grès en bancs centimétriques à lamination oblique ; 5, marnes ; 6, schistes argilo-gréseux ; 7, joints arénitiques à l'intérieur des marnes ; 8, zones brécheuses dans les grès massifs.

Institutul Geologic al României

subordonat, de cuarţite şi şisturi cloritoase sau sericitoase, incluse în cimentul sparitic (pl. XI, fig. 4). Uneori ele devin adevărate microbecii, care macroscopic se aseamănă mult cu acelea din subformaţiunea de Valea Muşiţei atunci cînd sînt bogate în şisturi cloritoase şi cloritosericitoase. Astfel de calcarenite, de culoare albă, gălbuie sau chiar

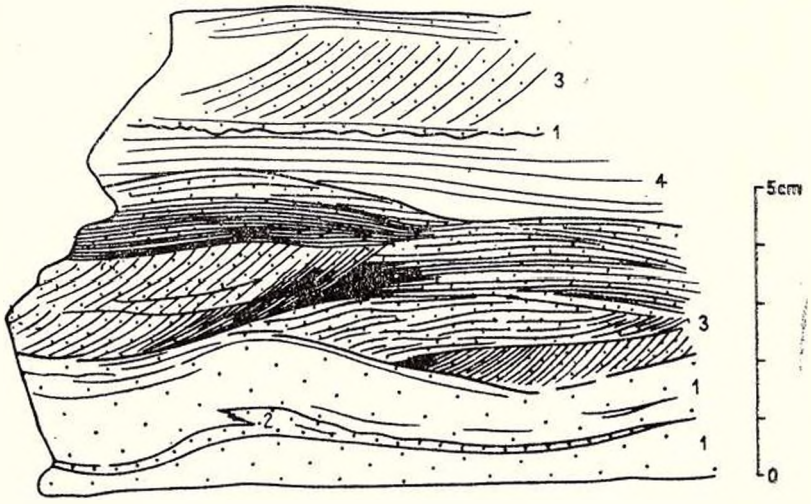


Fig. 16. — Gresie cu laminaţie oblică, din subformaţiunea de Babarunca, de pe valea Tîrlungului.

1, Gresie grosieră omogenă ; 2, gresie mai fină, separată de 1 prin feţe cărbunoase ; 3, gresie fină cu laminaţie oblică ; 4, marnă grezoasă.

Grès à lamination oblique de la sous-formation de Babarunca, sur la vallée du Tîrlung.

1, Grès grossier homogène ; 2, grès plus fin, séparé de 1 par des surfaces charbonneuses ; 3, grès fin à lamination oblique ; 4, marne gréseuse.

brună în funcţie de culoarea şi cantitatea cimentului, se întîlnesc în general către baza subformaţiunii (gura văii Teslei şi semidebleul şoselei Braşov-Babarunca în apropiere de valea Teslei ; valea Tîrlungului imediat spre amonte de confluenţa cu Ramura Mică ; gura pîrîului Vaida = fig. 15 D şi pl. XI, fig. 3) dar se pot ridica pînă în apropiere de conglomeratele orizontului Teslei (pe creasta dintre muntele Roşca şi Stîna Roşchii de la Vale = pl. XI, fig. 1, 2 şi pl. XII, fig. 2, în stînga văii Urlăţelu la sud de Colţii Ciorîchii, la confluenţa văii Zănoagei cu Valea Mare şi sub Pietrele Dinţilor = pl. XII, fig. 1). Ele conţin granule de calcare foarte diverse : intrasparite cu calpionele, pelmicrite, biosparite, cruste, fragmente de echinizi, oolite, orbitoline (sub Pietrele Dinţilor, Roşca de la Vale, plaiul dintre aceasta şi muntele Roşca, primul afluent mai mare de pe dreapta văii Teslei), alge incrustate (în special *Cayeu-*

Institutul Geologic al României

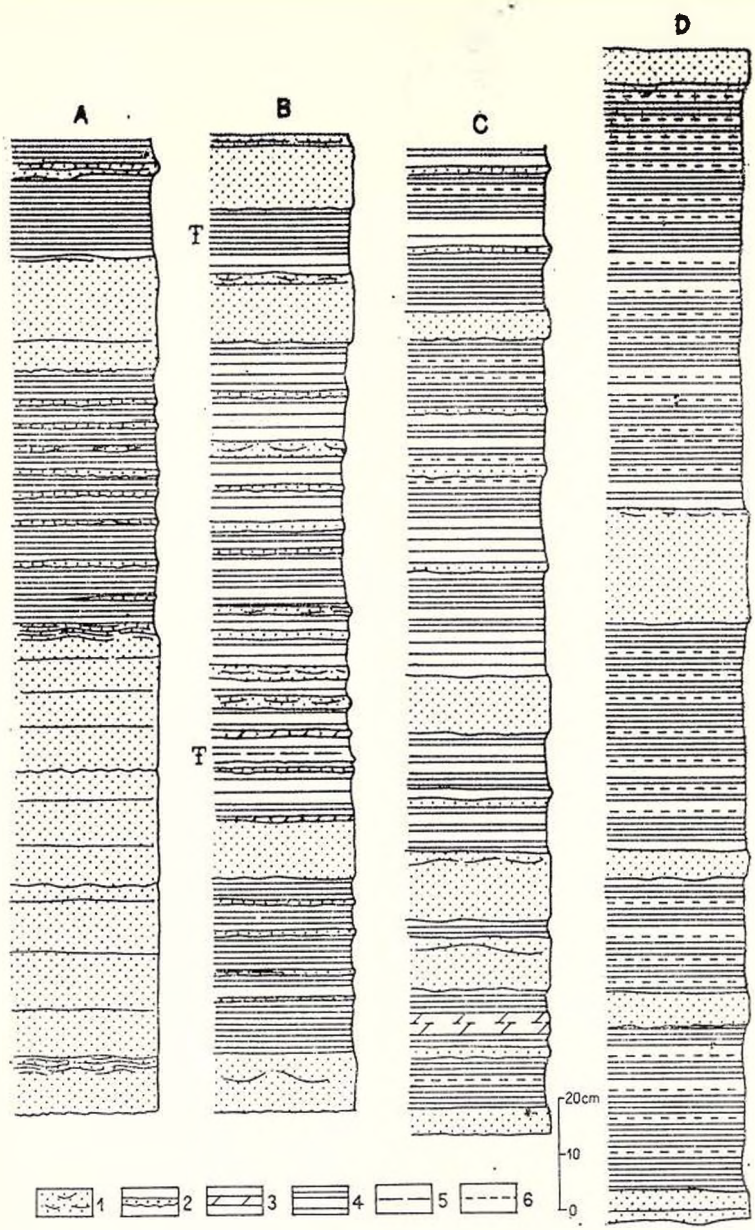


Fig. 17. — Coloane litologice de amănunt în depozitele subformațiunii de Babarunca.

A, Valea Burdujului ; B, punctul fosilifer de pe valea Tîrlungului în aval de Valea Teslei ; C, punctul fosilifer de pe valea Tîrlungului spre amonte de Valea Urlatu Mare ; D, plaiul dintre Valea Seacă și Valea Teslei.

1, Gresii compacte, cu fețe de separație internă paralele sau convolute ; 2. gresii centimetrice cu laminație oblică ; 3, marnocalcare sideritice ; 4. marne mai mult sau mai puțin compacte ; 5, argile ; 6, lamine grezoase în cuprinsul marnelor ; F, nivel fosilifer.

Colonnes lithologiques de détail dans les dépôts de la sous-formation de Babarunca.

A, La vallée Burdujului ; B, le point fossilifère sur la vallée du Tîrlung en aval de la vallée de Tesla ; C, le point fossilifère situé sur la vallée du Tîrlung en amont de la vallée Urlatu Mare ; D, la faîte entre Valea Seacă et la Vallée de Tesla.

1, Grès compacts, à discordances internes parallèles ou convolutes ; 2, grès centimétriques à lamination oblique ; 3, marno-calcaires sidéritiques ; 4, marnes plus ou moins compactes ; 5, argiles ; 6, joints arénitiques à l'intérieur des marnes ; F, niveau fossilifère.

Institutul Geologic al României

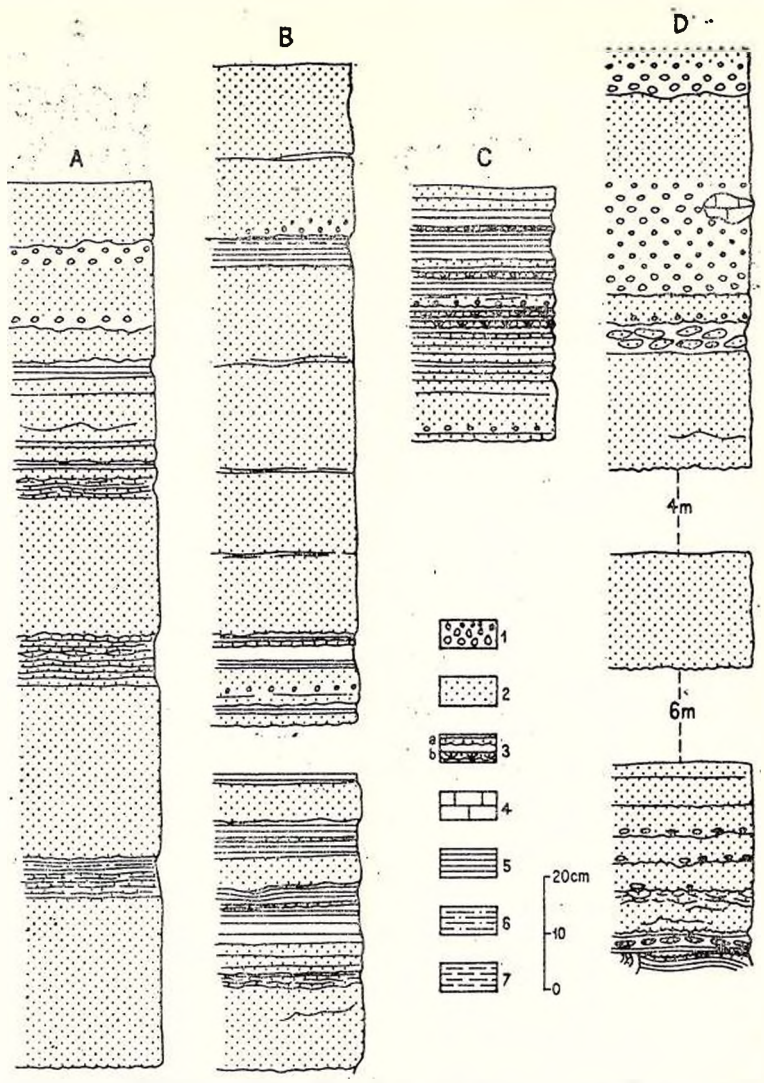


Fig. 18. — Coloane litologice de amănunt în nivelele cu gresii groase și conglomerate din formațiunea de Babarunca.

A, Orizontul Teslei, la gura văii Dungu ; B, orizontul Teslei pe Valea Draculuí ; C, D, prima intercalație de gresii masive și conglomerate din valea Tîrlungului spre amonte de pîrîul Urlatu Mare (C, fliș grezos, deasupra intercalației de gresii masive).

1, Conglomerate ; 2, gresii masive ; 3a, gresii cu laminație oblică, 3b, gresii convolute ; 4, calcare ; 5, marne ; 6, șisturi argilo-gresoase ; 7, argile.

Colonnes lithologiques de détail dans les niveaux à grès en gros bancs et à conglomérats de la sous-formation de Babarunca.

A, L'horizon de Tesla à l'embouchure de la vallée Dungu ; B, l'horizon de Tesla sur Valea Dracului ; C, D, première intercalation de grès massifs et conglomérats de la vallée du Tîrlung, en amont du ruisseau Urlatu Mic (C, flysch gréseux, au-dessus de l'intercalation de grès massifs).

1, Conglomérats ; 2, grès massifs ; 3a, grès à lamination obligue, 3b, grès convolutes ; 4, calcaires ; 5, marnes ; 6, schistes argilo-gréseux ; 7, argiles.

Institutul Geologic al României

xia : pe valea Tîrlungului spre aval de confluența cu Valea Cailor ; imediat la sud de Stînca Roșchii de la Vale), foraminifere bentonice indeterminabile, alături de cuarțite ca elemente subangulare, șisturi cloritoase și mai puțin sericitoase, prinse într-un ciment larg cristalizat. Biotitul apare doar în plaiul Roșca, în gnaise. Într-un singur loc — în versantul din dreapta văii Zizinului — breciile conțin elemente de calcare negre triasice. Cimentarea puternică dă uneori aspectul sticlos al spărturii.

Gresiile și microbreciile de acest tip conțin incluziuni de cărbune și de marne care, prin spălare, dau un aspect alveolar caracteristic suprafețelor superioare de strat. De asemenea, conținutul mare de calcare deschise la culoare, față de fondul cenușiu-albăstrui al gresiilor, le dă un aspect pestriț, foarte caracteristic, care se mai întîlnește numai la unele varietăți de brecii din subformațiunea de Valea Mușiței. Aceleași gresii sînt mult mai dezvoltate în valea Prahovei (vîrful Rădăcina, dealul Floreiului) și se regăsesc cu caractere asemănătoare dar cu grosime foarte mare în cheile Teșilei — Secăria și la Teliu.

Gresiile mai fine, întîlnite în strate care au de asemenea suprafețe ruginii de alterație, conțin elemente angulare sau subangulare de cuarț, alturi de muscovit și de foarte puține calcare, prinse într-un ciment calcaros-argilos ; acestea au de asemenea granoclasare și prezintă stratificație oblică de curent. Grosimea lor este de 2—5 cm dar poate ajunge pînă la 10—12 cm (fig. 16). În ultimul caz ele prezintă în bază zone mai grosiere, puternic cimentate și fără stratificație oblică, iar la partea superioară trec gradat către marnele argiloase siltice de deasupra.

La partea inferioară a gresiilor au fost întîlnite mecanoglife de curent de tipul flute casts (Pl. XIV, fig. 1, 2) crescent casts și de excavare (tool) prod casts, brush casts, bounce casts, drag casts, etc. (Mihăilescu 1967). Cel mai adesea gresiile au însă suprafețele inferioare netede, ceea ce îngreuiază mult colectarea de date privind paleocurenții. Direcția generală de transport pe care ele o arată este spre sud-est și sud-sud-est.

Marnele argiloase sînt mai mult sau mai puțin grezoase, cenușii — albăstrui sau cenușii-negricioase, compacte sau cu desfacere în plăci după intercalațiile foarte fin micacee sau siltice. Ele au adesea perforații de viermi umplute cu material arenitic, prezintă trecere gradată de la gresia de dedesubt și, uneori, au la partea superioară pelicule de argilă neagră de 1—2 mm.

Marnocalcarele sideritice apar foarte rar, ca strate de maximum 10 cm grosime, intercalate între marnele și marnele siltice ale subformațiuni. Ele sînt brune pe suprafețele alterate, cenușii-albăstrui în stare proaspătă și prezintă, ca și marnele, zone de siltit în interiorul stratelor.

Cel mai frecvent este întîlnită asociația : gresie cu desfacere după fețe paralele, cu laminație convolută la partea superioară, cu marne mai mult sau mai puțin compacte (fig. 15, 17, 18). Atunci cînd apar, breciile ocupă locul gresiilor în cadrul aceluiași ritm (fig. 15 D). Alte asociații :

Institutul Geologic al României

gresie — marno calcar marnă, gresie — marnă — marnocalcar — marnă apar mai rar în succesiunea depozitelor.

Variaţiile pe laterală ale litologiei subformaţiunii de Babarunca nu sînt foarte mari. Este de semnalat totuşi existenţa în valea Tîrlungului, în pachetul grezos bazal de la gura pîrîului Borzoş, a unei intercalaţii de conglomerat de cca 2 m grosime (fig. 15 A) cu elemente rulate avînd diametrul de 10—20 cm, formate din brecii cu şisturi cristaline (din subformaţiunea de Valea Muşiţei), cuarţite cloritoase, calcare fine cenuşii (sparite sau micrite cu foraminifere şi briozoare, biosparite cu radiole de echinizi, micrite şi dismicrite, orbitoline) ; de asemenea, în flancul nordic al sinclinalului Dungu — pe afluenţii de pe dreapta şi de pe stînga văii Zizinului dintre valea Zizinaşului şi Valea Sasului gre-

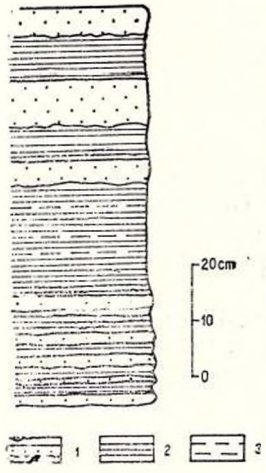


Fig. 19. — Coloană litologică de amănunt în depozitele subformaţiunii de Babarunca, pe Valea Tinoasă (la obîrşia văii Zizinului).
1, Gresii compacte ; 2, marne ; 3, argile.

Colonne lithologique de détail dans les dépôts de la sous-formation de Babarunca, sur Valea Tinoasă (à la source de la vallée du Zizin).
1, Grès compacts ; 2, marnes ; 3, argiles.

siile se dezvoltă mai puternic, în strate de 0,2—3 m (fig. 15 B), iar în Valea Seacă, pe plaiul dintre aceasta şi valea Teslei şi la obîrşia văii Zizinului (Valea Tinoasă), marnele formează elementul litologic dominant, în pachete al căror aspect aminteşte partea superioară a subformaţiunii marnoase subjacente (fig. 17 D ; fig. 19).

Pe flancul estic al sinclinalului Cioara, în apropierea liniei de încălecare a pînzei de Bratocea, se dezvoltă de asemenea un facies mai marnos, cu intercalaţii de calcarenite cu orbitoline. Acesta a fost separat cartografic în 1959 de M u r g e a n u, P a t r u l i u s, care au cuprins în el şi flişul marno-grezos cu siderite din substratul formaţiunii de Bobu (formaţiunea de Podu Vîrtos).

În valea Ramura Mică, la cca 1 km spre amonte de confluenţa cu valea Babarunca (vezi şi M u r g e a n u et al., 1959) şi în valea Tîrlungului la 1 km spre amonte de confluenţa cu valea Urlatu Mare, la baza cascadei formată din primul (cel mai de jos) strat de conglomerat, apar pachete de depozite cu texturi de alunecare submarină : în aceste pachete (fig. 20, 21) gresiile sînt contorsionate sau chiar budinate, iar marnele, mai mult sau mai puţin solzate, înglobează elemente angulare

Institutul Geologic al României

de calcare, cuarțite albe și negre, cărbuni și fragmente de cochilii. În utimul dintre punctele menționate apar marne nisipoase solzate, cu enclave de gresii budinate, și marne cu blocuri decimetrice de calcar (fig. 18, D, 21).

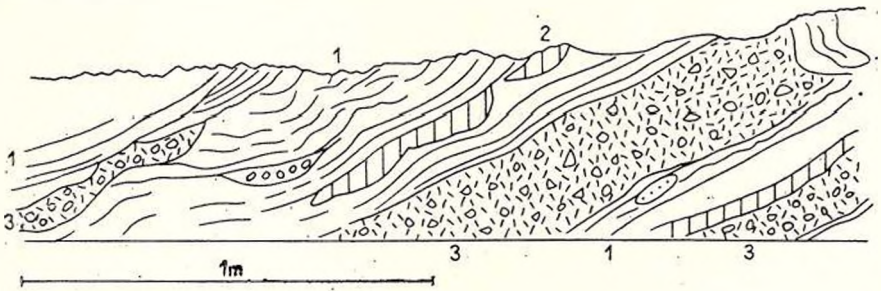


Fig. 20. — Sedimentație haotică în subformațiunea de Babarunca, pe valea Ramura Mică la 1 km în amonte de confluența cu valea Babarunca.
1, Marnă cenușie-negricioasă ; 2, marnocalcar sideritic ; 3, brecie cu matrice marnoasă și elemente de calcare, cuarțite albe și negre, cărbuni, cochilii de lamelibranchiate.

Sédimentation chaotique dans la sous-formation de Babarunca, sur la vallée Ramura Mică à 1 km en amont du confluent avec la vallée Babarunca.
1, Marne gris-noirâtre ; 2, marno-calcaire sidéritique ; 3, brèche à matrice marneuse et à éléments de calcaires, quartzites blanches et noires, charbons, coquilles de lamellibranches.

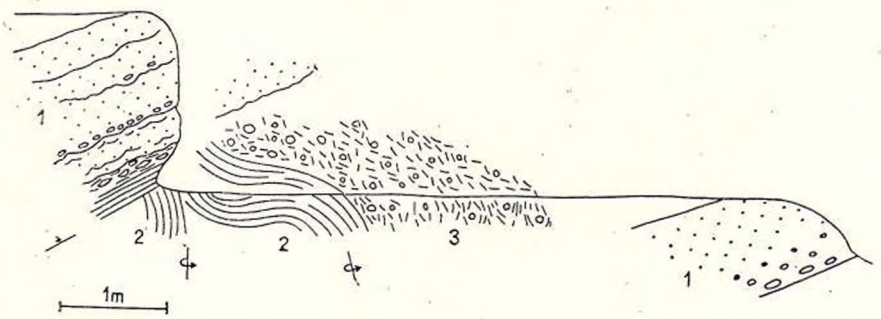


Fig. 21. — Sedimentație haotică la baza celor mai de jos intercalații de conglomerate și gresii masive din subformațiunea de Babarunca, de pe valea Tîrlungului spre amonte de confluența cu valea Urlatu Mare.
1, Gresii masive și conglomerate ; 2, fliș marno-grezos ; 3, conglomerate cu matrice marnoasă.

Sédimentation chaotique au-dessous de plus basses intercalations de conglomérats et grès massifs de la sous-formation de Babarunca, sur la vallée du Tîrlung en amont du confluent avec la vallée Urlatu Mare.
1, Grès massifs et conglomérats ; 2, flysch marno-gréseux ; 3, conglomérats à matrice marneuse.

Institutul Geologic al României

Orizontul Teslei este constituit în principal din conglomerate și gresii masive, care se dezvoltă ca intercalații în jumătatea superioară a subformațiunii. Acestea apar la început cu dezvoltare locală, lenticulare (în valea Tîrlungului spre amonte de pîrîul Urlatu Mare — fig. 18 D, pe valea Urlătelu, valea Zănoagei și valea Teslei), apoi generalizîndu-se într-un pachet care poate fi urmărit în teren pe distanțe mari. Între conglomeratele orizontului Teslei și baza conglomeratelor de Ciucaș-Zăganu care formează termenul superior al sucesiunii depozitelor eocretacice din regiune, în domeniul de Zamura-Bratocea, se dezvoltă din nou flișul marno-grezos ruginiu, în care se găsesc însă rare intercalații de conglomerate (obîrșia văii Babarunca).

Conglomeratele din orizontul Teslei au distribuție inegală dezvoltîndu-se ca lentile, cu grosime mai mare numai pe anumite profile. Astfel, în Pietrele Dinților, în muntele Urlătelu, Muntele Cioara și muntele Roșca ele constituie umplutura unor sinclinale (reprezentînd continuarea spre nord a celor două sinclinale cu depozite barremiene din Valea Mușiței) : sinclinalul Urlătelu la nord-vest și sinclinalul muntele Roșca-muntele Cioara la sud-est. Mai departe către nord conglomeratele se pot urmări însă, ca pachet cu dezvoltare continuă de la nord de Pasul Bratocea, prin valea Babarunca, muntele Tesla (și în versantul estic al acestuia pînă în valea Dălghiului), pînă în valea Teslei. De aici către nord-vest ele sînt înlocuite prin gresii masive, mai rar cu intercalații conglomeratice și continuă prin vîrful Pleșu-Valea Dracului-vîrful Drăgoiu, pînă la gura văii Dungului ; în sfîrșit, ele se regăsesc, relativ bine dezvoltate, pe creasta vîrful Ciclomului-vîrful La Crepuri, în extremitatea nordică a regiunii și în vîrful Tîlfa — pe cumpăna de ape dintre valea Gîrcinului și valea Doftana Ardeleană.

Dintre constituenții litologici ai orizontului conglomeratele polimictice, asociate cu olistolite de calcare albe masive, sînt cele mai frecvente. La acestea se adaogă, în general cu dezvoltare locală, gresii și conglomerate cuarțoase și chiar pachete de wildflysch.

Conglomeratele polimictice conțin mai ales calcare de natură algală [26], oolitice, calcare detritice sau coraligene, gresii și conglomerate cuarțitice roșietice și cenușii (triasic-inferioare sau din Jurasicul mediu), calcare negre triasice, silicolite verzui și roșii calcare tithonice cu calpionele, calcșisturi roșii valanginiene (cu *Tintinnopsella longa* și *Calpionellites darderi),* marnocalcare cenușii din formațiunea de Sinaia, gresii micacee fine, calcarenite și calcirudite (cu corali, echinizi, briozoare), cuarțite, gnaise cu muscovit, șisturi cuarțitice, cloritoase și clorito-sericitoase, bazalte. Gresiile masive care formează cea mai mare parte a orizontului între Valea Dracului și gura pîrîului Dungu se dezvoltă în strate de 1,5—6 m, cu zone conglomeratice (deasupra unor dia-

[26] Cea mai mare parte a calcarelor cuprinse în orizontul Teslei sînt pelmicrite sau pelsparite și intramicrite sau intrasparite cu foraminifere bentonice : miliolide, foraminifere biseriate indeterminabile, *Trocholina* (în vîrful Ciclomului), orbitoline, și cu alge : *Cayeuxia* (muntele Cioara, Tesla, vîrful La Crepuri), *Actinoporella podolica* (T e s l a), *Triploporella* (Tesla).

Institutul Geologic al României

steme sau cu trecere gradată la partea inferioară și cea superioară către gresii), între care se regăsesc bancuri mai mici de conglomerate poligene cu elemente de calcare și de cuarțite. Diastemele și jointurile de marne apar frecvent (fig. 18 A, B). De asemenea se întîlnesc zone de conglomerate cu elemente moi de argile nisipoase negre sau cenușii-verzui (Valea Dracului).

Olistolitele de calcare albe masive însoțesc conglomeratele polimictice în întreaga regiune [27]. Astfel, în bazinul văii Doftanei ele au fost întîlnite pe stînga văii Urlătelu la cca 100 m de la drumul forestier (olistolit de cca 50 m diametru), în Colții Ciorîchii (mai multe olistolite avînd între 25—100 m lungime și 20—25 m înălțime), în muntele Cioara și în Pietrele Dinților (olistolite mai mici, de 5—15 m diametru); în bazinul văii Tîrlungului olistolitele cele mai mari apar astfel: pe valea Babarunca (cu dimensiuni de 250 m/100 m/50 m), în muntele Tesla (masiv calcaros de cca 600 m diametru), în valea Teslei, în versanții vîrfului Tîlfa către valea Gîrcinului și către Strîmtoarea La Sanț și la sud de vîrful Ciclomului (olistolite avînd sub 10 m diametru). Toate sînt formate prin precipitare biochimică (micrite cu thaluri de alge, pelmicrite și pelsparite, oomicrite și oosparite) și, subordonat, din cochilii de organisme calcaroase (gasteropode, briozoare, foraminifere bentonice, fragmente de echinizi).

Calcarele de mari dimensiuni din orizontul Teslei au fost considerate în poziție tectonică (Mrazec, Popescu-Voiteşti, 1912; Preda, 1939), depozite normale în succesiunea Cretacicului inferior — ca recifi în loc dispuși la mai multe nivele în cuprinsul conglomeratelor (Preda, 1925; Macovei, 1927; Murgeanu, Patrulius, 1959; Murgeanu et al., 1959; Patrulius, 1969), ca blocuri incluse în conglomerate (Marinescu, 1972) sau, în sfîrșit, ca vîrfuri ale paleoreliefului unor creste cu formațiuni cristalino-mezozoice înecate de depozite eocretacice (Filipescu, 1953). Interpretarea lor ca olistolite se bazează pe observații privind modul în care sînt cantonate în conglomerate: ele apar cu dimensiuni foarte diferite, în asociații care nu permit o zonare după mărime în jurul unor centre, împreună cu roci deosebite prin constituție petrografică și prin vîrstă. Cu toate acestea, apariția lor aproape exclusivă în anumite sectoare arată o sursă comună, care nu putea fi foarte îndepărtată. Ele au luat naștere, probabil, prin desmembrarea unor mase de calcare construite de alge, transportul prin alunecare sau rostogolire și insedimentarea ca olistolite în bazinul flișului apțian superior. Către aceeași interpretare conduce vîrsta calcarelor: *Actinoporella podolica* Alth. (formă neocomiană) găsită în cal-

[27] Dezvoltarea mare a calcarelor, ca și prezența rocilor eruptive bazice (bazalte, diabaze spilitizate) este caracteristică unui areal care depășește limitele regiunii în discuție aici: ele se întîlnesc atît în muntele Tesla cît și în muntele Piatra Mare, unde conglomeratele orizontului se dezvoltă pe o grosime foarte mare, și în pîrîul Gropșoarele (la Cheia), unde orizontul Teslei se alipește bazei conglomeratelor de Ciucaș-Zăganu.

Institutul Geologic al României

carul din muntele Tesla, ca și *Chaetetopsis zonata* Patrulius, cu aceeași proveniență și recoltată de asemenea din marnele și din calcarele Apțianului inferior din masivul Rarău (Patrulius, 1965), indică vîrsta barremian-bedouliană a calcarelor. Orizontul Teslei se situează însă în *Clansayesian*, deci deasupra intervalului în care se situează în mod obișnuit faciesul urgonian în Carpați și Balcani (Dragastan, 1971 ; Nikolov, 1970).

Conglomeratele cuarțoase, formate aproape exclusiv din elemente de cuarțite albe și negre, apar numai în partea de sud a regiunii — în muntele Urlățelu, unde sînt asociate cu gresii cuarțoase. Către est, în flancul estic al sinclinalului muntele Urlățelu și în sinclinalul muntele Cioara ele sînt înlocuite pe laterală de conglomerate polimictice.

Depozite de wildflysch se întîlnesc la partea superioară a orizontului Teslei, începînd din vecinătatea nordică a muntelui Tesla către est, pînă în valea Dălghiului ; aici apar elemente foarte diverse și de dimensiuni extrem de variabile de calcare jurasice, conglomerate cuarțitice, jaspuri, iar o secvență tipică de wildflysch apare în valea Dălghiului la 1500 m nord de șeaua dintre muntele Tesla și muntele Ciucaș. Aceasta din urmă este formată din marne solzate în asociație cu siderite și cu gresii sau microconglomerate budinate, în care sînt incluse olistolite de calcar spatic și o lamă insedimentată de fliș calcaros (cu calcarenite albicioase, în strate de 10—50 cm, avînd benzi și lentile de silice, și cu calcilutite și jaspuri, între care se dezvoltă argilite verzi și roșii), amintind pachetul de calcarenite cu accidente silicioase din stratele de Carhaga (fig. 22). Conglomeratele cuarțitice cenușii apar imediat la nord de mun-

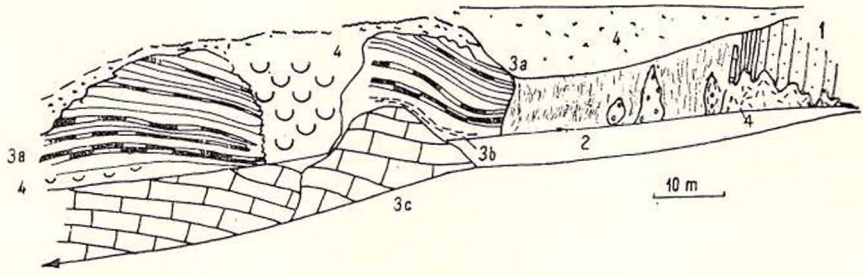


Fig. 22. — Wildflysch în cuprinsul subformațiunii de Babarunca, pe valea Dălghiului.

1, Fliș grezos ; 2, fliș marnos, puternic frămîntat, cu lentile de conglomerate ; 3, lamă insedimentată formată din calcarenite cu accidente silicioase (a) și din argile roșii și verzi (b), placată pe calcare masive spatice (c) ; 4, depozite cuaternare.

Wildflysch au sein de la sous-formation de Babarunca, sur la vallée Dălghiului. 1, Flysch gréseux ; 2, flysch marneux tectonisé, à lentilles de conglomérats ; 3, lame insédimentée, formée de calcarenites à bandes et lentilles siliceuses (a) et d'argiles rouges et verts (b), plaquée sur des calcaires spathiques massifs (c) ; 4, dépôts quaternaires.

Institutul Geologic al României

tele Tesla (pe cumpăna de ape dintre valea Teslei și valea Dălghiului) și, de asemnea, pe versantul dinspre valea Babarunca al muntelui Tesla. În primul dintre aceste puncte ele sînt urmate de jaspuri verzi cu radiolari (semnalați de Jekelius în 1915, după studiul făcut de Vadasz) și de calcare microdetritice albe, care constituie klippe de mari dimensiuni. Superpoziția acestor trei tipuri de roci sugerează o succesiune continuă dar în teren nu se văd relații directe între jaspuri și calcarele de deasupra lor. Totuși această „succesiune", notată de Meschendörfer (1860) și descrisă amănunțit de Jekelius în 1915 [28], a fost luată în considerare pentru argumentarea pînzei moldave (Preda 1939 [29]).

Conglomeratele orizontului Teslei apar în bancuri de 2—5 m, rar mai groase, cu elemente de la 2—3 cm pînă la 20 cm, rulate, prinse într-un ciment arenitic. În general, bancurile de conglomerat intercalate în flișul marno-grezos nu au grosimi prea mari ; în cazurile în care dezvoltarea lor este, totuși, mai mare, apar și texturi asemănătoare celor din conglomeratele albiene : stratificație internă după zone mai mult sau mai puțin grosiere, stratificație gradată, etc.

Dintre diferitele tipuri de conglomerate identificate de Patrulius (1969) pe versantul estic al masivului Bucegi, conglomeratele poligene de tip Peleș și conglomeratele calcaroase de tip Velicanul Mic se apropie cel mai mult de acelea care formează orizontul Teslei. Spre deosebire de acestea, însă, primele prezintă mai frecvent aspecte de sedimentație haotică, iar ultimele conțin brecii sau microbrecii ; ultimele se aseamănă mai mult cu cele din orizontul Teslei prin abundența calcarelor urgoniene.

Un fenomen cu totul singular în flișul cretacic intern de la curbura Carpaților este prezența unui corp de roci eruptive bazice (diabaze uneori amigdaloide) în jurul căruia sînt silicifiate conglomeratele orizontului, imediat la sud de marele olistolit de calcar din muntele Tesla. Această ivire de roci eruptive a fost descrisă de Murgeanu et al. în 1959, iar poziția sa (corp eruptiv în loc sau olistolit) a fost discutată de Airinei în 1962. Concluzia ultimului autor citat — că acest corp este un bloc insedimentat în orizontul Teslei se bazează pe deplasarea orientării sale magnetice față de cîmpul geomagnetic actual. Însă metamorfoza conglomeratelor în jurul corpului eruptiv, pe de o parte, și dovezile existente în prezent asupra migrației polilor geomagnetici în timpul geologic, ar fi argumente în favoarea reconsiderării sale ca un coș vulcanic ce traversează depozitele cretacic inferioare. Faptul este surprinzător, atît din cauza grosimii mari a depozitelor lipsite de orice indiciu asupra unei activități eruptive între Hauterivian și Apțianul su-

[28] Jekelius a descris următoarea succesiune : gresie carpatică — conglomerate cuarțitice — calcarul Teslei — strate silicioase — gresii brune — (falie) — gresie carpatică — conglomeratele Ciucașului în poziție transgresivă. Toți termenii amintiți, în afară de conglomeratele „gault-cenomaniene" din Ciucaș, aparțin în această interpretare Neocomianului.

[29] Preda a considerat gresiile cuarțitice de vîrstă jurasică medie, silicolitele — callovian-oxfordiene, iar calcarele — tithonice.

Institutul Geologic al României

perior, cît şi din cauza compoziţiei acestui corp, care permite concluzia continuităţii magnetismului iniţial în bazinul de formare a flişului pînă în Apţian.

Grosimea cea mai mare a subformaţiunii de Babarunca este atinsă pe flancul nordic al sinclinalului Dungu (în versantul din stînga văii Zizinului către vîrful Drăgoiu) unde numai flişul marno-grezos de sub orizontul Teslei are peste 1000 m grosime, pachetul cu gresii masive şi conglomerate — cca 600 m, iar flişul de deasupra acestui pachet pînă la baza conglomeratelor din muntele Dungu — cel puţin 600 m. Spre muntele Tîlfa (către vest), spre Pasul Bratocea (către sud-est) şi în muntele Cioara — pîrîul Urlăţelu (către sud) grosimea sa se reduce progresiv, în legătură cu prezenţa unei discontinuităţi stratigrafice la partea sa inferioară : în muntele Tîlfa şi imediat la sud de muntele Cioara, conglomeratele orizontului Teslei se dispun direct peste depozitele formaţiunii de Sinaia sau formaţiunii de Comarnic ; în apropiere de Pasul Bratocea partea inferioară a subformaţiunii atinge de abia 400—500 m, în timp ce orizontul Teslei se află la cca 500 m sub baza conglomeratelor din Ciucaş.

Vîrsta subformaţiunii de Babarunca a fost considerată în momentul descrierii sale (sub numele de complex marno-grezos ruginiu) ca barremian-apţian inferioară (Murgeanu et al., 1959), apoi barremian superioară-apţiană (inclusiv Clansayesianul, Patrulius, 1969), sau bedoulian superior-clansayesiană (Avram, 1970). Amonitul pe baza căruia a fost atribuită subformaţiunii vîrsta barremiană — *Macroscaphites yvani* recoltat de la gura văii Babarunca — provine de fapt dintr-un nivel superior al Bedoulianului, din pachetul de trecere de la subformaţiunea de Valea Dracului la subformaţiunea de Babarunca.

În cuprinsul subformaţiunii de Babarunca am găsit numeroşi amoniţi, a căror vîrstă se situează în Bedoulianul terminal şi în Gargasian :

Bedoulian terminal

în valea Tîrlungului, la 200 m spre amonte de confluenţa cu pîrîul Borzoş, dintr-un fliş marno-grezos tipic ce aflorează în malul drept al văii : *Dufrenoyia* cf. *dufrenoyi* (d'Orb.), *Dufrenoyia* sp. aff. *D. praedufrenoyi* Casey, *D.* cf. *mackesoni* Casey, *Melchiorites* cf. *emerici* (Rasp.), *P. obliquosulcatum* Avram, *Macroscaphites yvani striatisulcatus* d'Orb. ; punctul fosilifer se situează la cca 150 m deasupra bazei subformaţiunii ;

în malul stîng al văii Tîrlungului, la 650 m spre amonte de confluenţa, cu valea Urlatu Mare şi la cca 200 m de la baza subformaţiunii : *Dufrenoyia transitoria* Casey, *Dufrenoyia* sp. aff. *D. discoidalis* Casey, *Costidiscus recticostatus* (d'Orb.) n. ssp. ?, *Ptychoceras laeve* Math., *P. obliquosulcatum* Avram, *Holocophylloceras* cf. *guettardi* (Rasp.). Primele două specii sînt cunoscute din Apţianul inferior din Anglia (zona Bowerbanki).

Gargasian

pe botul de deal dintre Valea Seacă şi valea Teslei, dintr-un fliş marnos-siltitic care se urmăreşte pînă în firul Văii Seci : *Colombiceras*

Institutul Geologic al României

(Egoianiceras) cf. *angulatum* Egoian, *Toxoceratoides emericianus* (d'Orb.), *Ptychoceras* sp. aff. *P. renngarteni* Egoian ;

în valea Roșca, spre amonte de butoniera de strate de Comarnic, la cca 100—150 m de la baza subformațiunii : *Colombiceras (Egoianiceras) multicostatum* Avram, *Hamiticeras* sp., *Ptychoceras laeve* Math., *Ptychoceras* sp. aff. *P. renngarteni* Egoian, exemplare de *Aptychus* indeterminabile, etc. ;

în valea Zănoagei (afluent al pîrîului Urlățelu la obîrșia văii Doftanei), dintr-un pachet marnos-șistos de pe flancul estic al sinclinalului Cioara : *Ptychoceras* sp. și un exemplar de talie mică și rău conservat de *Acanthohoplites* sp., sau *Colombiceras* sp. ;

în pachetul cu gresii masive din Valea Dracului (orizontul Teslei) : *Holcophylloceras* cf. *guettardi* (Rasp.), *Ptychoceras* sp.

În general, fosilele bedoulian-superioare le-am recoltat în apropiere de baza subformațiunii în partea de vest a zonei sale de afloriment, pe aliniamentul valea Tîrlungului în amonte de confluența cu pîrîul Roșca — gura văii Babarunca (în nivelul superior al subformațiunii de valea Dracului) — valea Tîrlungului spre aval de valea Teslei. Fosilele gargasian-superioare (în special *Colombiceras)* sau clansayesiene *(Acanthohoplites ?* sp.) au fost recoltate din apropiere de partea inferioară a orizontului Teslei sau chiar din pachetele de fliș intercalate între conglomeratele și gresiile masive ale acestui orizont. Astfel, orizontul Teslei se situează în cea mai mare parte în Clansayesian. Aceiași vîrstă o au depozitele de fliș marno-grezos cu intercalații de conglomerate, care se dispun deasupra lui, pînă la baza conglomeratelor de Ciucaș-Zăganu.

Micșorarea grosimii subformațiunii către sud-vest, sud și est în raport de sinclinalul Dungu, coincide cu dispunerea unor termeni din ce în ce mai noi ai Apțianului peste depozitele formațiunii de Sinaia sau de Comarnic. Ambele fapte susțin existența în bazinul de depunere a flișului marno-grezos a unei zone de ridicare situate către vest și sud (în raport cu regiunea a cărei geologie este descrisă în lucrarea de față) — în arealul actual al anticlinoriului Zamurei — și către est, unde atinge elevația maximă în zona ocupată mai tîrziu de flișul de Bobu.

Reducerea grosimii flișului marno-grezos de la partea inferioară a subformațiunii de Babarunca sub conglomeratele orizontului Teslei din vîrful Ciclomului se datorește însă unei întreruperi a sedimentării în timpul Gargasianului, de asemenea în arealul unei zone de ridicare. În acest sector conglomeratele orizontului Teslei se dispun probabil, discordant peste flișul menționat.

3. **Albianul — conglomeratele de Ciucaș-Zăganu**

În literatura geologică, conglomeratele care formează cele mai mari înălțimi în zona muntelui Ciucaș și a muntelui Zăganu au fost desemnate fie sub acest nume (Preda, 1925 ; Filipescu, 1955 b ; Popescu, 1958 ; Ștefănescu și Zamfirescu, 1964 ; Marinescu, 1972 ; Gräf, 1972, 1975, pro parte), fie sub numele de conglomerate

Institutul Geologic al României

de Bucegi (Murgeanu et al., 1959) datorită similitudinii de facies şi asemănării poziţiei lor stratigrafice cu acestea din urmă.

Descifrarea relaţiilor stratigrafice dintre diferitele pachete de strate care formează molasa albiană din masivul Ciucaş-Zăganu a evidenţiat existenţa a două pachete de conglomerate, diferite prin compoziţia elementelor şi prin litologia lor de ansamblu.

Pachetul inferior formează marea masă a conglomeratelor din Ciucaş, bine deschise la zi în versantul estic al văii Dălghiului şi văii Babarunca la nord de Pasul Bratocea şi în Valea Berii, pe valea Chiruşca şi în Valea Şipotului. El este format din elemente de roci sedimentare şi de şisturi cristaline : gresii şi microconglomerate violacee triasic-inferioare, calcare roşii şi şisturi argiloase negre triasice, calcare roz cu *Rhynconella*, calcare organogene jurasic superioare, calcare neocomiene cu calpionele şi radiolari, calcare algolitice urgoniene, marnocalcare cenuşii din formaţiunea de Sinaia, gnaise de diferite tipuri între care gnaise oculare de Cozia (cele mai numeroase) şi cuarţite. În plus, apar foarte rare roci tufacee bazice, puternic alterate. Matricea conglomeratelor este grezoasă, mai cimentată în zonele microconglomeratice. Uneori, în zonele mai grezoase există suprafeţe de separaţie plane sau uşor ondulate ; în general însă conglomeratele au aspect masiv pe toată grosimea lor.

Pachetul descris apare numai în extremitatea estică a regiunii cercetate, în muntele Dungu şi în abruptul sud-vestic al muntelui Ciucaş.

Pachetul superior se dezvoltă în afara regiunii, în versantul estic al muntelui Zăganu : pe valea Stînii la obîrşie, în muntele Albiile, şi în versantul din dreapta pîrîului Strîmbu. El este caracterizat prin prezenţa intercalaţiilor de fliş marno-grezos micaceu şi prin îmbogăţirea în elemente de calcare, mergînd pînă la formarea de calcirudite în care sînt înglobate calcare masive. Elementele amintesc în parte pe acelea din orizontul Teslei : calcarenite şi calcirudite cu accidente silicioase, jaspuri roşii, gresii cuarţitice cenuşii cu alteraţie gălbuie (? Jurasic mediu), roci eruptive ; există şi elemente care nu se întîlnesc decît aici : migmatite, gnaise cu ocule de feldspat roz, şisturi cuarţitice cu sericit, gnaise amfibolice şi calcare organogene jurasic-superioare, brecii calcaroase verzi şi violacee (Triasic ?), calcare marnoase verzui sau negricioase, cu lamellibranchiate, calcare negre triasice, calcarenite alterate brun, marne cenuşii, etc.

Intercalaţiile de fliş marno-grezos care se dezvoltă în acest pachet se pot urmări şi corela în zona cuprinsă între obîrşia văii Stînei şi pîrîul Strîmbu ; ele sînt formate dintr-o alternanţă de gresii marnoase moi, cu desfacere în plăci după feţe muscovitice, sau de gresii de 2—3 cm curbicorticale, cu hieroglife, cu marne siltice traversate de canale de organisme detritofage.

În muntele Dungu şi, mai ales, în masivul Ciucaş-Zăganu, în cuprinsul conglomeratelor este evidentă existenţa stratificaţiei oblice la scară mare care face ca bancurile de conglomerat să prezinte căderi constante către est începînd de la baza lor — în valea Dălghinului şi valea Babarunca, pînă la est de muntele Albiile. Pornind de la această

Institutul Geologic al României

constatare grosimea lor poate fi apreciată în două moduri : (1) după distanța dintre culcuș și acoperiș sau, în cazul nostru, între baza conglomeratelor și vîrful cel mai înalt — vf. Ciucaș (în lipsa unor depozite acoperitoare continui) ; (2) prin însumarea grosimii tuturor conglomeratelor în funcție de pozițiile lor măsurate (de fapt suprafețe de stratificație oblică), independent față de poziția lor față de substrat. După primul mod de măsurare grosimea conglomeratelor de Ciucaș-Zăganu totalizează 800—1000 m ; după cel de-al doilea (reprezentînd grosimea reală a depozitelor puse în loc succesiv de la vest la est) aceasta atinge cca 3000 m pentru pachetul inferior și cca 1200 m pentru pachetul superior de conglomerate. Implicit, de la vest către est, termenii din ce în ce mai noi ai conglomeratelor se dispun peste substratul pe care îl constituia formațiunea de Piscu cu Brazi.

Vîrsta conglomeratelor de Ciucaș-Zăganu este cu siguranță albiană (incluzînd probabil și partea bazală a Vraconianului) : în valea Chirușca, Valea Șipotelor și pe unii dintre afluenții văii Dălghiului și văii Buzăului (Ștefănescu, Zamfirescu, 1964), conglomeratele pachetului inferior sînt acoperite transgresiv și discordant de depozite vraconian-superioare.

B) DOMENIUL DE BOBU

Partea de sud-est a regiunii cuprinde depozite de fliș eocratic a căror succesiune este deosebit de cea descrisă mai înainte pentru intervalul Apțian superior (Clansayesian) și Albian. În acest sector se dezvoltă depozite de fliș grezos care se pot urmări de la sud de pasul Bratocea pînă în Valea Neagră ; ele continuă însă, cu dezvoltarea destul de mare către sud și est, în arealul cuprins între linia de încălecare a pînzei de Bratocea (Bratocea, pîrîul Babeșului, Cheia), firul văii Doftanei pînă la sud de Teșila și vîrful Măgura Nebunii, pe creasta dintre valea Teleajenului și valea Crasna.

Succesiunea depozitelor eocretacice din acest areal cuprinde la partea inferioară formațiunea de Sinaia și de Comarnic, urmate discordant de formațiunea de Podu Vîrtos și formațiunea de Bobu.

1. Neocomianul și Barremianul — formațiunea de Sinaia și formațiunea de Comarnic

În cuprinsul regiunii, depozitele formațiunii de Sinaia din domeniul de Bobu apoi numai la limita ei sudică, pe Valea Neagră în apropiere de confluența cu valea Doftanei și pe creasta din dreapta pîrîului Dințesa, pînă la sud-est de Pietrele Dințilior. Aici, formațiunea cuprinde o alternanță monotonă de gresii calcaroase de 2—3 cm grosime, avînd stratificație de curent, cu șisturi argilo-grezoase cenușiu-negricioase ; mai rar, se întîlnesc marnocalcare albe, diaclazate, asemănătoare acelora care apar la partea superioară a subformațiunii grezoase din subunitatea de Zamura-Bratocea.

Institutul Geologic al României

Formațiunea de Comarnic apare cu depozite aparținînd subformațiunii de Valea Mușiței, discontinuu, începînd de la est de Vîrful Pietrele Dinților (șaua dintre acesta și Muntele Eforiei) pînă în Valea Neagră la cca 300 m în aval de gura văii Dințeasa. Ea este formată în cea mai mare parte din brecii cenușii, cu elemente de șisturi clorito-sericitoase, cuarțite și calcare cenușii, uneori spatice. Depozitele subformațiunii de plaiul Șirnei se dezvoltă pe o suprafață mai mică, în versantul din dreapta Văii Negre spre aval de valea Dințeasa, deasupra terasei la gura unei viroage ; aici ele sînt formate din marne calcaroase șistoase și din calcarenite crem, asemănătoare celor care apar în sinclinalul Gura Mușiței.

Dezvoltarea neuniformă a depozitelor formațiunii de Comarnic — care prezintă grosimi foarte variabile chiar pe distanțe mici — dovedește caracterul funcțional încă din Barremian al zonei de ridicare care a format ulterior fundamentul flișului de Bobu.

2. Apțianul superior-Albianul bazal — formațiunea [30] de Podu Vîrtos

(= stratele de Podu Vîrtos — Ștefănescu et al., 1965).

Conform definiției (Ștefănescu et al., 1965), în „stratele de Podu Vîrtos" sînt cuprinse depozitele apțian-superioare și albian-inferioare, care apar la zi în valea Prahovei către sud de confluența cu Valea Bătrîioarei, pînă în apropiere de gara Comarnic. Ele reprezintă „o serie de fliș formată din gresii micacee cu textură diagonală sau curbicorticală, ce alternează cu argile cenușii, uneori verzui între care apar și marnocalcare cenușii ce se alterează ruginiu". Elementul psamitic al asociației are matrice argilo-calcaroasă, laminație oblică și desfacere după fețele de stratificație internă mai micaceea (muscovitice). Argilele sînt în general siltice, reiate, cu benzi cenușii-verzui sau negricioase. „Stratele de Podu Vîrtos" se deosebesc de partea superioară a formațiunii de Piscu cu Brazi, cu care sînt sincrone, prin gresiile mai puțin cimentate, abundența micei, frecvența relativ mare a marnocalcarelor sideritice și prin tenta verzuie a aflorimentelor datorată culorii argilelor.

Depozitele formațiunii de Podu Vîrtos se întîlnesc, cu compoziție litologică similară, în bazinul văii Doftanei unde formează substratul formațiunii de Bobu între Valea Neagră și valea Negrașului, fiind dispus discordant peste depozitele formațiunii de Sinaia sau ale subformațiunii de Valea Mușiței din formațiunea de Comarnic.

În regiunea prezntată aici formațiunea de Podu Vîrtos apare în Valea Neagră, din apropiere de confluența cu valea Dințeasa pînă la

[30] Cu toate că flișul marno-grezos, cu siderite, desemnat ca „strate de Podu Vîrtos" nu este divizibil în subunități litostratigrafice, extinderea sa areală foarte mare la curbura Carpaților Orientali în cuprinsul domeniului de Bobu și deosebirile litologice clare atît față de depozitele neocomiene și barremiene subjacente cît și față de flișul de Bobu care urmează în succesiune,, susțin separarea sa cu rang de formațiune.

Institutul Geologic al României

2 km spre amonte, și pe valea Dințeasa pînă la est de Pietrele Dinților. Aici ea este formată dintr-o alternanță de gresii foarte micacee, cu stratificație diagonală, cenușii și de marno-argile cenușii, fin micacee, fosilifere, cu marnocalcare sideritice (gura văii Dințeasa).

Dintre constituenții menționați ai formațiunii, gresiile și marnocalcarele sideritice amintesc perfect pe acelea din profilul tip ; oarecum deosebite sînt însă marnele argiloase, cenușii, mai omogene și mai compacte decît în valea Prahovei, formînd strate groase de 20—30 cm, cu zone siltice micacee. În această succesiune, pe Valea Mare și valea Zănoagei, în versantul din dreapta Văii Negre (în pornitură) și, în afara regiunii către sud — pe Valea Gîlma Mare și valea Gîlma Mică — apar calcarenite cenușii cu elemente de calcare criptocristaline, oolite, foarte multe orbitoline, fragmente de echinizi, briozoare și cu elemente de cuarț avînd conture subangulare, prinse într-un ciment în care sînt incluse rare foraminifere indeterminabile. Astfel, calcarenitele sînt identice cu acelea care se întîlnesc în versantul din stînga văii Urlățelu (la sud de Cucula Cioarei) și la confluența văii Zănoagei cu Valea Mare pe flancurile sinclinaiului muntele Cioara — muntele Roșca, din domeniul de Zamura-Bratocea.

Gresiile formațiunii de Podu Vîrtos prezintă pe talpă hieroglife, dintre care cele mai frecvente sînt bioglifele. Apar însă și mecanoglife de curent de tipul flute casts, însoțite uneori de urme saltație cu imprimarea parțială în sediment a cochiliilor de cefalopode (Pl. XV, Fig. 1).

În profilul Văii Negre, deasupra succesiunii descrise mai sus se dezvoltă un pachet de marne grezoase cenușii sau negricioase, micacee, avînd intercalații de gresii groase de 1—1,5 m, cu desfacere în plăci, cu plaje de mică și fragmente cărbunoase ; în cadrul său apare o intercalație lenticulară de conglomerat poligen, groasă de 2—3 m, conținînd diferite tipuri de calcare neojurasice și urgoniene (micrite cu radiolari și neoformații de cuarț, micrite cu *Saccocoma,* intrasparite cu miliolide în ciment, pelmicrite cu foraminifere, oosparite avînd oolite superficiale cu *Cayeuxia* în nucleu), gresii din formațiunea de Sinaia și, subordonat, gnaise cu muscovit și cuarțite, prinse într-o matrice grezoasă micacee. Pachetul cu gresii groase se poate urmări în afara regiunii pe cca 2 km spre sud, în versantul din stînga văii Doftanei pînă în vîrful cu Brazi.

Continuînd profilul pe Valea Neagră spre amonte, în flișul micaceu amintit gresiile devin mai subțiri (10—30 cm) și reapar marnocalcarele. Contactul cu subformațiunea de Pîrîul Mogoșului din baza formațiunii de Bobu se face aici printr-o falie.

Limita superioară a formațiunii este marcată de apariția șisturilor argilo-grezoase și a gresiilor rugoase din baza formațiunii de Bobu. Continuitatea de sedimentare către aceasta este probată prin argumente de ordin paleontologic : prin prezența fosilelor clansayesiene și chiar albiene inferioare în cadrul formațiunii de Podu-Vîrtos și a celor albian-inferioare în partea inferioară a formațiunii de Bobu.

Institutul Geologic al României

Fosilele recoltate din depozitele formațiunii în bazinul văii Doftanei, provin din mai multe puncte (A v r a m, 1976) :

valea Dințeasa, în imediata apropiere a limitei inferioare : *Holcophylloceras* sp. ex. gr. *H. milaschewitschi* (K a r.), *Acanthohoplites multispinatus* A n t h., *Hypacanthoplites* aff. *jacobi* C o l l e t [31] ; ultimele arată cu siguranță vîrsta clansayesiană pentru baza formațiunii ;

Valea Neagră, la cca 1 km spre amonte de confluența cu valea Dințeasa : *Leymeriella tardefurcata densicostata* S p a t h, dintr-o intercalație de șisturi marno-grezoase cenușii, cuprinsă în pachetul grezos care apare la zi pe această vale. Succesiunea depozitelor formațiunii de Podu Vîrtos cuprinde astfel pe această vale și depozite albiene, într-o secvență îngustă a cărei litologie amintește depozitele fosilifere din baza formațiunii de Bobu. Însă flișul micaceu descris mai sus nu are alte înrudiri litologice cu aceasta din urmă ci, prin abundența micei și prezența marnocalcarelor sideritice se apropie de formațiunea de Podu Vîrtos. În consecință le-am considerat ca aparținînd acesteia, acceptînd că în sectorul Valea Neagră ea se ridică și în Albianul inferior (A v r a m, 1972).

în valea Gîlma Mare (afluent pe stînga al văii Doftanei spre aval de Valea Neagră) : *Achanthohoplites* sp., *Phylloceras (Hypophylloceras)* aff.*morelianum* (d'O r b.), (A v r a m, M a t e i, 1964). În acest sector, la sud de Valea Neagră pînă sub vîrful Tîlfa (la Trăisteni) depozitele formațiunii de Podu Vîrtos se subțiază pînă la dispariție, fiind înlocuite pe laterală la partea lor superioară de depozitele formațiunii de Bobu ; către sud de valea Negrașului pînă la cheile Teșilei depozitele formațiunii dispar complet, flișul de Bobu dispunîndu-se direct peste formațiunea de Comarnic sau peste gresia masivă gargasiană ce se dezvoltă la sud de Teșila-Secăria.

Grosimea formațiunii de Podu-Vîrtos este în general mică, sub 150—200 m. În Valea Neagră însă, prin includerea în ea a unui pachet relativ gros de depozite albiene, ajunge la 700—800 m, dintre care pachetului inferior îi revin cca 200 m.

3. Albianul — formațiunea de Bobu

(= Seria de Bobu — P o p e s c u, 1958)

Flișul marno-grezos și conglomeratic care constituie formațiunea de Bobu a fost separat la început ca „gresie de Siriu" (P o p e s c u - V o i t e ș t i, 1910 ; M r a z e c, P o p e s c u - V o i t e ș t i, 1912) apoi ca „orizont grezos" (P r e d a, 1925), ca facies grezos al Vraconianului (M u r g e a n u, 1934), orizont grezos conglomeratic (F i l i p e s c u, 1936 a), serie de Bobu (P o p e s c u, 1958), complex grezos cu intercalații de gresii masive (M u r g e a n u, P a t r u l i u s, 1959) sau fliș grezos (Ghidul excursiilor, 1961). Stratigrafia sa de amănunt, ca și relațiile tectonice cu flișul curbicortical au fost stabilite destul de recent de P o p e s c u (1958),

[31] Exemplar recoltat de M. Ș t e f ă n e s c u.

Institutul Geologic al României

după care au fost aduse precizări cu privire la substratul său (harta geologică 1 : 100 000 editată de Comitetul Geologic ; Avram, Matei, 1964 ; Avram, 1970), la conținutul său faunistic (Ștefănescu, et al., 1965, Popovici, 1969, 1971, Avram, 1972, Marinescu, 1972) și la raporturile sale cu depozitele eocretacice din pînza de Bratocea (Ștefănescu, 1969 ; Patrulius et al., 1967).

În cuprinsul „seriei de Bobu" au fost separate încă de Popescu, 1958, trei complexe litologice, și anume de jos în sus : (1) complexul marnelor și gresiilor calcaroase (= strate de pîrîul Mogoș) ; (2) complexul gresiilor masive și conglomeratelor ; (3) complexul marno-grezos micaceu, cu siderite. Recent (Marinescu, 1972), complexul mediu și cel superior au fost redenumite după toponimia locală din valea Teleajenului : strate de Babeș și, respectiv, strate de Ulita, ambele păstrîndu-și sensul inițial dat de Grigore Popescu.

Interpretarea, în lucrarea de față a Seriei de Bobu ca formațiune (și implicit, a celor trei subdiviziuni ale acesteia ca subformațiuni) nu afectează definiția care i-a fost dată de autorul menționat.

Dintre cele trei subformațiuni amintite mai sus, subformațiunea de Babeș se dezvoltă în cea mai mare parte în bazinul văii Teleajenului și pe creasta dintre aceasta și valea Doftanei, iar subformațiunea de Ulita apare în bazinul văii Doftanei numai la limita sudică a zonei de afloriment a formațiunii — în apropiere de cheile Teșilei. Astfel, în regiunea studiată se întîlnește aproape exclusiv subformațiunea inferioară — de pîrîul Mogoșului ; subformațiunea de Babeș apare într-un singur sector și numai prin partea sa inferioară, la locul de joncțiune a muntelui Babeș și a muntelui Fața lui Gherghel cu creasta care urcă din pasul Bratocea către sud, spre muntele Bobu.

a) **Subformațiunea de pîrîul Mogoș** (= complexul marnelor și gresiilor calcaroase sau stratele de pîrîul Mogoș — Popescu, 1958).

Prima descriere a subformațiunii de pîrîul Mogoș a fost realizată mai ales după aflorimentele sale din bazinul văii Teleajenului. Aici ea este formată din marne nisipoase și gresii cenușii dure, rareori curbicorticale și cu hieroglife sporadice, alături de care apar marne grezoase în plăci și lentile de gresii masive. Aceeași constituție litologică se menține și în bazinul văii Doftanei în întregul său areal de apariție la zi, cu deosebirea că, în partea sa inferioară se dezvoltă mai mult secvențele de marne grezoase fosilifere, cu desfacere în plăci.

Pachetul bazal al subformațiunii, gros de 400—500 m, este format din marne fin nisipoase, compacte sau cu desfacere paralelă, în strate de 4—8 cm, din gresii marnoase, micacee, convolute, sau gresii compacte, în strate de 10—20 cm, și din marnocalcare alterate ruginiu.

Constituentul litologic predominant sînt marnele siltice în plăci groase de 1—2 cm, avînd pe fețe piste de reptație și rare impresiuni de amoniți ; ele se întîlnesc începînd de la vest de pasul Bratocea pe afluenții de pe dreapta și stînga Văii Ramura (în apropierea liniei de încălecare a pînzei de Bratocea — fig. 23), în Valea Cailor și în valea Tîr-

Institutul Geologic al României

lungului spre amonte de gura acesteia din urmă (fig. 24 C) ; în afara regiunii apar, cu aceleaşi caractere şi la acelaşi nivel în cadrul subformaţiunii, în cheile Teşilei în apropiere de gura văii Vlădişor. De asemenea, ele formează elementul litologic predominant în „stratele de Valea Fătăciunii" pe profilul lor tip (în domeniul de Zamura-Bratocea, unde sînt tot de vîrstă albian inferioară (G e o r g e s c u, 1970). Ceilalţi consti-

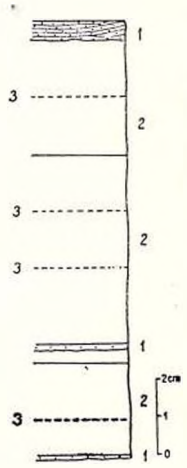


Fig. 23. — Secvenţă ritmică în pachetul marnos-şistos bazal al subformaţiunii de Pîrîul Mogoş, pe afluentul de pe dreapta văii Ramura Mică ce izvorăşte sub pasul Bratocea.
1, Gresii marnoase milimetrice, uneori cu laminaţie oblică ; 2, marne siltice cu desfacere în plăci ; 3, lamine grezoase în cuprinsul marnelor.

Séquence rythmique dans le paquet marno-schisteux basal de la sous-formation de Pîrîul Mogoş, sur l'affluent droit de la vallée Ramura Mică, qui prend sa source sous le Col de Bratocea.
1, Grès marneux milimétriques, parfois à lamination oblique ; 2, marnes siltiques en plaques ; 3, joints arénitiques dans les marnes.

tuenţi litologici ai pachetului bazal au dezvoltare mai mare sau mică în întregul cuprins al subformaţiunii de pîrîul Mogoşului. Dintre ei, gresiile convolute, marnoase, sînt relativ puţin dure, rar cu stratificaţie curbicorticală tipică ; adesea ele au trecere gradată dinspre marnele de dedesubt şi către marnele de deasupra ; ele apar în strate de 5—10 cm şi sînt formate din particule angulare sau subangulare de cuarţ şi din muscovit cu orientare paralelă, mai rar biotit cloritizat, prinse într-un ciment calcaros criptocristalin ; între laminele arenitice se află zone lutitice tipice, cu foarte puţin detritus cuarţos şi cu cristale fine de muscovit. Gresiile mai groase, de 20—60 cm sînt cele mai frecvente în întregul cuprins al subformaţiunii. Ele au duritate mai mare decît cele descrise anterior datorită cimentării mai puternice ; se desfac după feţe paralele de stratificaţie internă care sînt micacee şi, uneori, bogate în detritus vegetal ; către partea superioară devin mai fine şi au stratificaţie convolută, la trecerea către marnele de deasupra (fig. 24 A, B, D) ; hieroglifele care apar pe talpa lor sînt mai adesea de tip bioglife şi mai rar mecanoglife de curent (flute casts, uneori load castate) ultimele arătînd mai ales direcţii de transport către nord-est şi, mai puţin, către sud est.

Către partea superioară a pachetului cu marne în plăci, pe Valea Cailor, între depozitele sale se intercalează o brecie cu elemente aplatizate de marnocalcar cenuşiu, albicios pe suprafeţele alterate şi din gresii, al cărui ciment este format din gresia calcaroasă comună în subfor-

Institutul Geologic al României

mațiunea de pîrîul Mogoș. Același tip de brecie reapare în valea Negrașului și, într-o zonă de sedimentare mai externă, în cadrul flișului curbicortical din valea Crasnei.

În sfîrșit, în succesiunea depozitelor subformațiunii apar foarte rar (Valea Cailor, valea Tîrlungului la obîrșie, Plaiul Sterp) și marnocalcare cenușii, sideritice, cu alterație galben-brună.

Constituenții litologici descriși se asociază în ritmuri de tipul : gresie marnoasă convolută de 5—10 cm grosime (sau gresie calcaroasă de 20—60 cm cu stratificație paralelă) — marnă nisipoasă reiată, de 1—2 cm — marnă compactă cenușiu-negricioasă sau cenușiu-albăstruie, uneori cu desfacere în plăci ; sau gresie — marnă compactă — marnocalcar — marnă — gresia ritmului următor ; sau gresie 1—2 mm — marnă compactă — marnă nisipoasă cu desfacere în plăci — marnă compactă — marnă nisipoasă — gresia ritmului următor (fig. 24). Gresiile groase de 20—60 cm sau chiar mai mari, sînt frecvente în cadrul unor megaritmuri (care sînt predominant grezoase) și alternează cu megaritmuri în care marnele au dezvoltare mai mare.

Deasupra pachetului bazal gresiile devin mai abundente și mai groase, marnele sînt mai puțin șistoase și sînt grezoase ; adesea ele au perforații de organisme detritofage, ale căror urme de tîrîre sînt de asemenea frecvente pe suprafața stratelor.

În jumătatea superioară a subformațiunii apar intercalații de gresii calcaroase masive, în general lenticulare ; acestea se pierd pe laterală în masa depozitelor de fliș marno-grezos, prin intermediul unor pachete de fliș grezos. Prezența gresiilor masive în cuprinsul subformațiunii de pîrîul Mogoșului a fost observată de P o p e s c u în 1958, iar cartografierea lor a fost realizată în parte, în cadrul ridicărilor geologice efectuate la Întreprinderea de Prospecțiuni și Laboratoare, București (P o p e s c u et al., 1963 [32], M a t e i și A v r a m, în Ș t e f ă n e s c u et al., 1964 [33]). Aceste gresii mai grosiere, conțin de asemenea predominant elemente de cuarț, uneori concrescute, mai rar cuarțite subrotunjite, muscovit, biotit în parte cloritizat, feldspați plagioclazi, șisturi cuarțito-cloritoase, foarte puține calcare microcristaline, și au ciment calcaros criptocristalin.

Pînă în anul 1958 în depozitele subformațiunii de pîrîul Mogoș nu au fost găsite fosile. Vîrsta albiană i-a fost atribuită (P o p e s c u, 1958) prin paralelizare, sau pe baza raporturilor geometrice cu entități litostratigrafice mai înzestrate din punct de vedere paleontologic. Primul amonit a fost recoltat de G r. P o p e s c u din cheile Teșilei, la gura văii Vlădișor (după M u r g e a n u et al., 1961) din pachetul bazal, cu marne nisipoase în plăci : *Leymeriella (Leymeriella) tardefurcata* (d'O r b.). Aceiași specie *(Leymeriella (L.) tardefurcata, L. (L.) tardefurcata densicostata* (S p a t h) a fost găsită mai tîrziu pe valea Doftanei în aval de cheile Teșilei — la 1,5 km spre sud de gura văii Vlădișor (Ș t e f ă n e s c u et al., 1965), împreună cu un exemplar prost conservat de *Puzosia* și cu

[32], [33] Arh. I.G.P.S.M.S., București.

Institutul Geologic al României

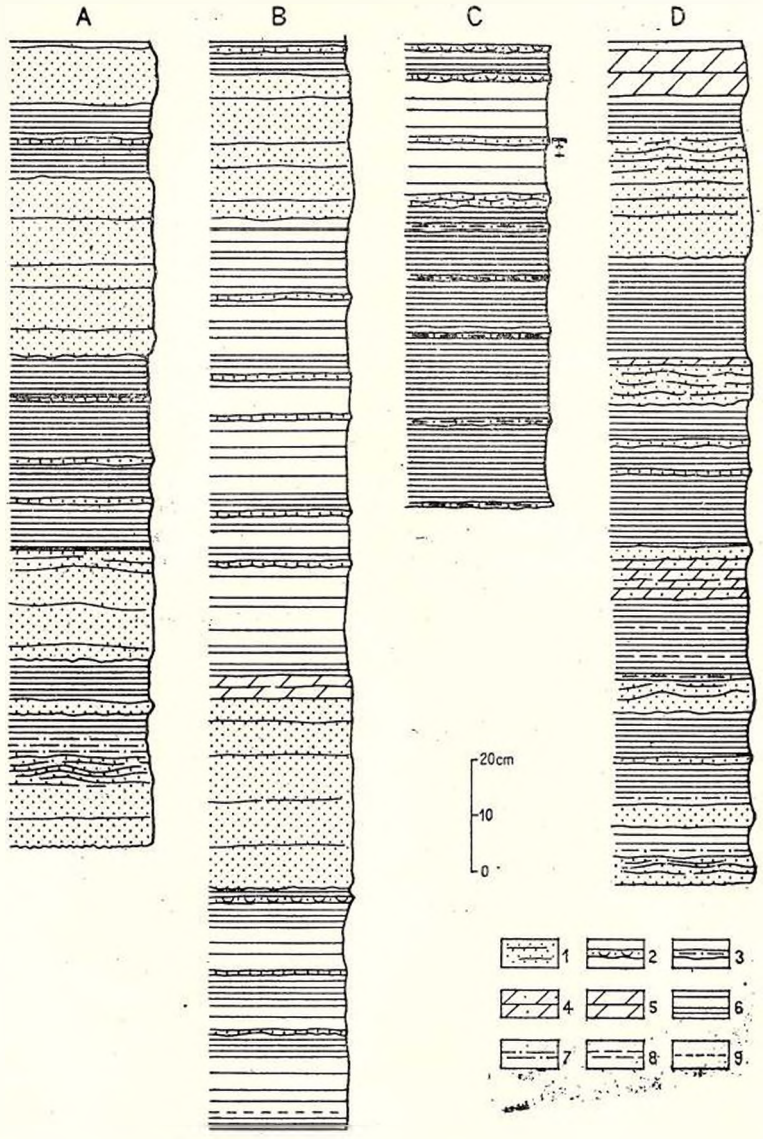


Fig. 24. — Coloane litologice de amănunt în depozitele subformațiunii de Pîrîul Mogoș.

A, Afluentul de pe stînga văii Ramura Mică ce izvorăşte sub Muntele Cailor; B, valea Tîrlungului spre amonte de confluența cu Valea Cailor; C, valea Tîrlungului la 300 m spre amonte de confluența cu Valea Obîrşia (punct fosilifer); D, valea Tîrlungului la 300 m spre amonte de confluența cu valea Cioara.

1, Gresii compacte, uneori cu fețe de separație internă paralele sau convolute;

Institutul Geologic al României

L. (L.) cf. *bogdanowitschi* Glazunova (Avram, 1972). Cîteva fosile au fost de asemenea semnalate în bazinul văii Negrașului : aucelline, fragmente de *Puzosia* (Avram, Matei, 1964), *Leymeriella* sp. (Avram, 1972). În 1969, Popovici a citat speciile : *Inoceramus salomoni* d'Orb. și *Prochelonicerας* cf. *angulicus* Spath, ca și exemplare și fragmente de *Neohibolites (N. minimus* Sow.), recoltate din valea Păltinoasa, valea Vlădișor și din cheile Teșilei ; pe baza acestor fosile autoarea a precizat vîrsta albiană inferioară a subformațiunii în partea sudică a zonei sale de apariție, admițînd totuși și existența probabilă a „unor treceri" de vîrstă către Apțianul superior și către partea inferioară a Albianului mediu. Din valea Vlădișor provin și unele dintre exemplarele de *Neohibolites* ex. gr. *minimus citate de Marinescu* (1972).

Fosilele amintite arată indiscutabil apartenența la Albianul inferior a subformațiunii de pîrîul Mogoș. Grosimea mare a pachetului de depozite aflat sub nivelul fosilifer din cheile Teșilei a determinat presupunerea că partea sa inferioară ar putea să se situeze în Apțian (Ștefănescu et al., 1965), presupunere care pare a fi confirmată de recoltarea din valea Ermeneasa a unui exemplar de *Parahoplites* sp. (Marinescu, 1972). Însă în cheile Teșilei, sub punctul fosilifer cu *Leymeriella* din apropiere de gura văii Vlădișor, a fost recoltat un exemplar de *Acanthohoplites* sp.[34] dintr-un pachet cu multe gresii subțiri și siltite, care amintește faciesul formațiunii de Podu Vîrtos.

Ultimul fapt este important, deoarece limitează la Albian vîrsta pachetului bazal al subformațiunii de pîrîul Mogoș, în cheile Teșilei.

Către nord, în cadrul regiunii studiate, am găsit de asemenea mai multe fosile (Avram, 1972), dintre care unele în apropiere de baza subformațiunii :

în valea Tîrlungului, la 300 m spre amonte de confluența cu valea Obîrșia, din pachetul inferior, cu marne-plăci, la cca 100 m grosime

2, gresii curbicorticale ; 3, gresii marnoase ; 4, grezocalcare ; 5, marnocalcare ; 6, marne ; 7, șisturi argilo-grezoase ; 8, argile ; 9, lamine grezoase în cuprinsul marnelor ; F, nivel fosilifer.

Colonnes lithologiques de détail dans les dépôts de la sous-formation de Pîrîul Mogoș.

A, L'affluent gauche de la vallée Ramura Mică qui prend sa source sous le Mont Cailor ; B, la vallée du Tîrlung en amont du confluent avec Valea Cailor ; C, la vallée du Tîrlung à 300 m en amont du confluent avec la vallée Obîrșia (point fossilifère) ; D, la vallée du Tîrlung à 300 m en amont du confluent avec la vallée Cioara.

1, Grès compacts, parfois à discordances internes ou diastèms parallèle ou convolutes ; 2, grès convoluts ; 3, grès marneux ; 4, grès calcaires ; 5, marno-calcaires ; 6, marnes ; 7, schistes argilo-gréseux ; 8, argiles ; 9, joints arénitiques dans les marnes ; F, niveau fossilifère.

[34] Alături de un specimen de *Acanthohoplites* ex. gr. *aschiltaensis* Anth. citat de Ștefănescu et al., 1965 (Arh. I.G.P.S.M.S., București).

Institutul Geologic al României

stratigrafică de la baza subformațiunii : *Leymeriella (Leymeriella) tardefurcata* ((L e y m e r i e), d'O r b i g n y) ;

în Valea Cailor, la ca 150 m aval de prima intercalație de gresie masivă de pe această vale (gresia masivă care coboară din vîrful Bobu Mic), dintr-un nivel format din marne șistoase și gresii micacee cenușii-negricioase : *Douvilleiceras* sp., *Puzosia* sp. și numeroase exemplare de *Inoceramus* puternic deformate prin tasarea depozitului care le conține.

Fosilele ambelor puncte indică vîrsta albian inferioară a subformațiunii și pentru partea nordică a zonei sale de afloriment. După datele paleontologice furnizate de formațiunea de Podu Vîrtos (vezi p. 72), limita inferioară a subformațiunii se ridică în Valea Neagră chiar mai sus în cadrul Albianului inferior. Pe de altă parte, dacă specimenul de *Parahoplites* sp. citat de M a r i n e s c u (1972) de pe valea Ermeneasa este bine determinat, limita inferioară a subformațiunii coboară în Apțian către sud (la sud de regiunea prezentată aici), în zona cuprinsă între valea Negrașului și cheile Teșilei, adică acolo unde subformațiunea de pîrîul Mogoș se dispune direct peste depozitele formațiunilor de Sinaia și de Comarnic sau cel mult peste gresia masivă apțiană medie.

După datele expuse, pachetul bazal al subformațiunii, constituit din marne grezoase în plăci, are valoare de reper litologic, prin apariția sa la același nivel stratigrafic și cu caractere litologice constante la distante relativ mari. Prezența sa în bazinele văii Doftanei și văii Tîrlungului numai în zona cheile Teșilei — valea Păltinoasa și la obîrșia văii Tîrlungului se explică prin sedimentarea mai puțin activă în Albianul inferior în aceste zone, confirmată de reducerea grosimii subformațiunii către nord și către sud de aliniamentul Valea Neagră — muntele Babeș. În Valea Neagră aceste marne apar de asemenea la același nivel, dar formînd o singură secvență în cadrul unei succesiuni care nu mai este caracteristică subformațiunii de pîrîul Mogoșului.

Un alt fapt demn de semnalat este grosimea mare a depozitelor care aparțin Albianului inferior. Luînd ca reper intercalația de gresie masivă de sub care am recoltat fosilele de pe Valea Cailor, care se poate urmări pe direcție pînă în muntele Bobu Mic, se observă creșterea grosimii subformațiunii (sub gresia indicată mai sus) de la nord către sud : ea atinge numai 600 m pe Valea Cailor, însă depășește 1500 m pe aliniamentul Valea Neagră — muntele Babeș. Acest aliniament marchează astfel zona de depunere cea mai activă în bazinul de formare a formațiunii de Bobu, în care grosimea totală a subformațiunii de pîrîul Mogoș atinge cca 2000 m.

b) **Subformațiunea de Babeș** (= complexul gresiilor masive și conglomeratelor — P o p e s c u, 1958 ; = gresia de Babeș — M a r i n e s c u, 1972)

Zona de apariție la zi a subformațiunii de Babeș, în marginea sud-estică a regiunii studiate, se situează de asemenea pe aliniamentul Valea Neagră — muntele Babeș, unde, ca și în cazul subformațiunii de

Institutul Geologic al României

pîrîul Mogoș, ea atinge grosimea maximă. Constituienții săi litologici în această zonă sînt conglomeratele și microconglomeratele cu elemente rulate, de 5—10 cm diametru, de calcare neojurasice și, subordonat, de gnaise (între care gnaise oculare) și cuarțite. Trecerea dinspre subformațiunea de pîrîul Mogoș este continuă : secvențe de grosime variabilă avînd litologia acesteia apar și în cuprinsul subformațiunii de Babeș, ca intercalații între pachetele de gresii masive și conglomerate, în partea de nord a arealului său de apariție din bazinul văii Teleajenului (Popescu et al., 1963 [35]).

Vîrsta albiană a subformațiunii de Babeș este dovedită de resturi de *Neohibolites* sp. și *Inoceramus concentricus* Park. recoltate de Popescu et al., 1963 și de Marinescu (1972), pe afluenții de pe stînga văii Teleajenului. Astfel, conglomeratele din muntele Babeș și muntele Fața lui Gherghel, care se continuă spre nord pînă în valea Cheița — muntele Balaban, reprezintă prelungirea spre sud a conglomeratelor din Ciucaș-Zăganu. La rîndul lor, ele sînt continuate și mai la sud, prin pîrîul Mogoș — pîrîul Stancea — valea Bobu pînă în cheile Teșilei, cu gresii masive a căror grosime diminuează progresiv, în mod asemănător depozitelor din subformațiunea de pîrîul Mogoș care le suportă.

C) DEPOZITELE CUATERNARE

Depozitele cuaternare au răspîndire destul de mare în regiunea cercetată, cuprinzînd : alunecări de teren, depozite coluviale (grohotișuri), deluviale, proluviale (conuri de dejecție) și aluviale (aluviuni, terase).

1. Alunecările de teren

Alunecările de teren ocupă suprafețe întinse în întreaga regiune, fiind mai dezvoltate în arealul de apariție la zi a formațiunii de Piscu cu Brazi : în valea Zizinului, valea Dracului, versantul din dreapta văii Tîrlungului spre aval de valea Teslei, valea Teslei, valea Ramura Mică, versantul din dreapta Văii Cailor. Cu dezvoltare mai restrînsă ele afectează și depozitele subformațiunii de Valea Mușiței din cuprinsul formațiunii de Comarnic (în versantul din stînga pîrîului Borzoș, versantul din stînga văii Tîrlungului la obîrșie) și ale subformațiunii de plaiul Șirnei (la vest de Pietrele Dinților). În sfîrșit, în domeniul de dezvoltare la suprafață a formațiunii de Sinaia alunecările sînt mai rare, localizate pe subformațiunea calcaroasă (la obîrșia văii Paltinului și Văii Mușiței) sau pe cea grezoasă, în sectoarele în care aceasta este lipsită de gresii groase (la vest de vîrful Rențea, la obîrșia văii Strîmtoarea la Șanț și, mai ales, pe Valea Mușiței și valea Pîrae, în sud-vestul regiunii).

[35] Arh. I.G.P.S.M.S., București.

Institutul Geologic al României

2. Grohotişurile

Grohotişurile au extindere areală mai mare numai în apropierea conglomeratelor din orizontul Teslei sau conglomeratelor albiene din Ciucaş-Zăganu şi din subformaţiunea mediană a formaţiunii de Bobu. În legătură cu conglomeratele orizontului Teslei, ele se dezvoltă în vîrful Tilfa, la nord-vest, sud-vest şi est de muntele Tesla şi în dreapta văii Ramura Mică, la est şi vest de vîrful Roşca, la vest şi sud-vest de muntele Urlăţelu şi la vest de Pietrele Dinţilor. Conglomeratele albiene au format grohotişuri cu o extindere areală mai mare la sud-vest de muntele Ciucaş către valea Ramura Mică şi, în subunitatea de Bobu, la vest de muntele Babeş şi Faţa lui Gherghel.

3. Deluviile

Depozitele deluviale au putut fi separate cartografic numai în extremitatea nord-vestică a regiunii (Valea Satului la Tîrlungeni) şi la obîrşia văii Doftanei (între valea Urlăţelu şi Valea Porcului) unde urmărirea lor a fost uşurată de despădurire şi de gradul mai mare de deschidere a versanţilor şi unde dezvoltarea lor mare împiedică observarea rocilor din substrat.

4. Conurile de dejecţie

Extrem de frecvente în regiune, conurile de dejecţie se întîlnesc la punctul de vărsare al tuturor torenţilor, uneori acoperind parţial sau în întregime terasele văilor mai mari. Ele se întîlnesc şi la gurile unora dintre văile mai importante : valea Doftana Ardeleană, Strîmtoarea la Şanţ, valea Gîrcinului. La aceste văi cea mai mare dezvoltare o au conurile evazate, ridicate la înălţime mare deasupra cursului actual.

La gura văii Doftana Ardeleană se dezvoltă o acumulare de depozite aluviale cu caracter mixt — de con şi de terasă, care ocupă o mare suprafaţă pe stînga acestei văi, pînă la confluenţa ei cu Valea Tare (= valea Renţea) către aval, pînă la confluenţa cu valea Tîrlungului. De aici ea continuă spre aval, pe valea Tîrlungului, printr-un nivel de terasă avînd aceiaşi altitudine relativă.

Imediat spre aval de Şanţuri, peste acest nivel se suprapun conurile de dejecţie ale unor torenţi care coboară din Muchia Şanţului şi conul foarte larg şi cu morfologie tipică al văii Strîmtoarea la Şanţ.

Acelaşi aspect, de supraaluvionare a unor nivele de terasă, se întîlneşte la gura văii Gîrcinului, al cărei con de dejecţie, foarte dezvoltat în malul său stîng pe cca 2 km lungime spre amonte de vărsare, se pierde treptat în nivelul superior al teraselor Tîrlungului. Se pare că aici, ca şi la gura văii Doftana Ardeleană, a avut loc o aluvionare comună a văilor respective şi a văii Tîrlungului, conducînd la aspectul mixt de terasă-con al depozitelor rezultate.

Institutul Geologic al României

5. Terasele

În lungul celor două văi principale din regiune, ca și al afluenților lor mai importanți, există mai multe nivele de aluvionare (terase și lunci) a căror dezvoltare, în parte diferită la fiecare dintre cele două bazine, este deosebit de importantă pentru stabilirea evoluției zonei muntoase în Pleistocen. Fiecare dintre văile amintite are mai multe trepte de terasă, denivelate uneori cu mai puțin de 1 m, care, în lipsa unei baze topografice foarte fidele terenului, nu au putut fi cartate în amănunt ; ele au fost grupate în inferioare, medii și superioare, pe baza existenței a trei „poduri" cu extindere dominantă, la trei nivele absolut distincte.

a) **Terasele văii Doftanei între Prișcu și Valea Neagră.** Dezvoltarea mare a teraselor, indicînd începutul cursului mijlociu, matur, al văilor, afectează valea Doftanei începînd de la confluența cu valea Mușiței și cu Valea Neagră spre aval. Dar primele terase ale văii se formează încă de la 4—5 km mai sus, la confluența văii Doftăniței cu valea Urlățelu și Valea Porcului (punctul Prișcu), într-o zonă în care energia mare a versanților și îngustimea generală a văii îi conferă încă aspectul de vale tînără.

În zona Prișcu există două nivele de terasă, dintre care cel inferior, corespunzător aici luncii, atinge numai 2 m altitudine relativă, iar cel superior 6—8 m. Podul terasei superioare poate fi urmărit spre aval pe cca 1,5 km, după care valea se îngustează ; el reapare în malul stîng la cca 2 km spre amonte de confluența cu Valea Mușiței, avînd dezvoltare mare în bazinetul Valea Neagră (M i c u l e s c u, 1972 [36]), la o altitudine relativă de cca 15 m.

În bazinetul Valea Neagră se pot deosebi trei nivele de terasă, dintre care cel inferior, inexistent la Prișcu, apare deabia la 1,5—2 km spre amonte de confluența cu Valea Mușiței ; altitudinea sa crește de la punctul de apariție pînă la Valea Neagră de la 2,5—3 m pînă la 5—7 m. Terasa medie, de asemenea divergentă, continuă nivelul superior de terasă de la Prișcu, atingînd cca 10 m la Valea Neagră. În sfîrșit, terasa superioară, ridicată la 15—22 m, apare aici și se continuă spre sud în afara regiunii, divergentă pînă la Podul Cheii, unde atinge altitudinea relativă de 85 m și continuînd apoi, convergentă, pînă la Cîmpina (N i c u l e s c u, 1972 [37]).

Caracterul divergent al teraselor în întregul bazin superior al văii Doftanei, denotă existența pînă în Pleistocen a mișcărilor de ridicare a zonei flișului în raport cu zona de molasă de la exterior, unde se afla nivelul de bază al văilor ce izvorau din Carpați.

Grosimea depozitului de terasă în nivelul superior este de cca 3—5 m. Numai în aval de Valea Mușiței grosimea sa crește brusc pînă la 10—15 m, acoperind aproape în întregime înălțimea terasei.

[36, 37] Arh. Inst. Geogr. Acad. R.S.R.)

Institutul Geologic al României

b) **Terasele văii Tîrlungului, de la confluența cu valea Ramura Mică pînă la valea Gîrcinului.** În lungul văii Tîrlungului dezvoltrea terasei superioare începe la confluența sa cu valea Ramura Mică, la o altitudine de cca 7—8 m. Ea continuă apoi, cu apariții sporadice, mai ales în versantul din dreapta văii, pînă la confluența cu valea Doftana Ardeleană. Aici, în continuarea conului — terasă al acestei văi, ea atinge o altitudine relativă de cca 20 m. Către aval, nivelul superior continuă pe o porțiune în malul din dreapta văii, după care se regăsește de abia în apropiere de confluența cu valea Gîrcinului, formînd un nivel de 20—25 m altitudine relativă. Grosimea aluviunilor sale, de numai 4—5 m la valea Ramura Mică, ocupă complet înălțimea terasei la gura văii Gîrcinului.

Terasa medie apare la o altitudine de cca 2,5 m puțin spre aval de confluența cu valea Ramura Mică și se menține, cu întreruperi, pînă în aval de Valea Teslei, unde altitudinea sa este de 5 m. În această zonă grosimea depozitelor sale nu depășește 2 m. Între valea Doftanei Ardelene și valea Gîrcinului ea reapare cu dezvolare mai mare și mai continuă, mai ales în malul stîng al văii. În apropiere de valea Gîrcinului ea include două trepte de terasă (7—10 m), denivelate cu cel mult doi metri, dintre care cea inferioară a lăsat un martor de eroziune în mijlocul conului de dejecție al văii Gîrcinului.

În sfîrșit, terasa inferioară (terasa de luncă), cu altitudine de 2,5—5 m, se urmărește începînd de la confluența cu Valea Teslei pînă la uzina de apă (amonte de valea Gîrcinului), avînd dezvoltare mai mare între Valea Zimbrului și valea Doftana Ardeleană. Depozitul ei atinge rareori mai mult de 1 m grosime.

Spre deosebire de valea Doftanei, unde caracterul divergent al nivelelor de terasă este foarte evident, în valea Tîrlungului fragmentarea mai accentuată a podurilor și existența unor trepte intermediare între nivelele de terasă, face mai greu de urmărit variația altitudinii lor relative. Astfel, terasele inferioare par să-și mențină aceeași înălțime față de talvegul văii Tîrlungului, pe cînd terasa superioară se ridică din amonte spre aval de la 7—8 m, pînă la cca 25 m la gura văii Gîrcinului.

c) **Terasele afluenților mai mari ai văii Doftanei și văii Tîrlungului.** Singurul afluent al văii Doftanei care păstrează terase independente de ale acesteia este Valea Mușiței ; afluentul său Valea lui Manole realizează în apropierea punctului de vărsare un pod de terasă (terasă — con ?) aflat la o altitudine relativă de cca 5—6 m. Poziția acestuia față de vale, care îl ocolește pe partea opusă muntelui, confirmă ridicarea activă a zonei de la nord de el (a crestei munților) în momentul adîncirii albiei sub nivelul său.

Valea Doftana Ardeleană prezintă un singur nivel de terasă cu dezvoltare mai importantă, ridicat de la 6 m (la 1,5 km spre sud de Valea Tigăilor) pînă la 9—10 m (la confluența cu Valea Tare) și la 12—14 m în zona de dezvoltare a terasei-con de la sanatoriul Șanțuri. Ca și în bazinul văii Doftanei de Prahova, aici este foarte evident caracterul

Institutul Geologic al României

divergent al terasei, denotînd mișcări recente de ridicare a zonei muntoase față de zona de deversare.

d) **Terasa văii Zizinului.** Această terasă este mult mai tînără în raport cu cele ale văilor mari. Ea începe la nivelul de cca 1,5 m în amonte de Valea Podului și ajunge, cu caracter ușor divergent, la cca 2,5 m în apropiere de localitatea Zizin.

Toate terasele amintite mai sus sînt de tip acumulativ, la care însă, depozitul de terasă este aproape întotdeauna depășit de nivelul următor de eroziune. Caracterul acumulativ este mai puțin accentuat în cursul mediu al văilor și devine mai marcat către vărsarea acestora.

IV. PROVENIENȚA MATERIALULUI DETRITIC CUPRINS ÎN RUDITELE ȘI ARENITELE FLIȘULUI CRETACIC-INFERIOR DIN BAZINELE VĂILOR DOFTANA ȘI TÎRLUNG

Cercetarea amănunțită a depozitelor cretacic-inferioare din partea sudică a curburii Carpaților Orientali s-a extins, în ultima vreme, și asupra aspectelor privind originea materialului care intră în compoziția arenitelor și ruditelor. Investigații în acest sens au fost realizate, pentru întreaga suită de depozite aparținînd Cretacicului inferior (Murgeanu et al., 1963 ; Patrulius, 1969) sau numai pentru anumite secvențe ale acestuia (Jipa, 1961 ; Panin et al., 1963 ; Mihăilescu, 1967 ; Vinogradov, 1967).

Plecînd de la analiza conținutului petrografic al breciilor și conglomeratelor eocretacice, Murgeanu et al., 1963 (comunicare 1961), admit existența în timpul Hauterivianului superior, Barremianului și Bedoulianului, a unui prag intern (pragul Leaotei) și a unuia extern, primul furnizînd materialul epizonal, calcarele și rocile gabbroice din brecii și conglomerate, iar ultimul șisturile cristaline mezozonale (micașisturi și paragnaise cu biotit). Aceste date, parțial enunțate în comunicări și rapoarte înainte de 1961, au fost confirmate de Jipa (1961) pentru zona cuprinsă între valea Bizdidelului și valea Runcului, la sudul masivului Bucegi, pe baza prezenței în conglomeratele de tip Bucegi de la Cetățeni (valea Dîmboviței), a gnaiselor cu biotit ; de asemenea, Mihăilescu (1967) a luat în considerare existența unor surse externe de material, mai puțin importantă pentru flișul marno-grezos ruginiu aptian și esențială pentru „flișul grezos" barremian-albian (în care autorul înglobează la un loc gresiile masive de deasupra formațiunii de Comarnic și formațiunea de Bobu din subunitatea tectonică situată imediat la exterior) ; iar proveniența de la interior, dintr-o zonă continentală situată la nord de Făgăraș și, în parte, din Leaota a conglomeratelor de Bucegi și transportul lor mixt — fluviatil și prin curenți marini dirijați de la nord spre sud, au fost argumentate amplu de Panin et al., în 1963.

Institutul Geologic al României

Originea materialului cuprins în rocile grosiere din „stratele de Sinaia" (incluzînd și subformațiunea de Valea Mușiței) într-o zonă aflată la exteriorul bazinului de sedimentare a flișului cretacic inferior a fost infirmată, însă, de Vinogradov (1967) care a acceptat pentru întregul material al acestor strate existența a trei surse, în zona central carpatică : (1) sursa cristalină de tip Leaota : șisturi cristaline din zonele Călușu-Tămășel, Lerești-Tamaș sau din seria de Cumpăna ; (2) sursa eruptivă bazică (diabaze spilitizate și gabbrouri cu feldspați albitizați) ; (3) o sursă sedimentară (din învelișul sedimentar al masivului Leaota) : calcare jurasice și, mai puțin, triasice, gresii moi micacee și arcoziene, etc.

În sfîrșit, un studiu amplu asupra serilor sedimentare din munții Bucegi — Culoarul Dîmbovicioarei și a olistolitelor încorporate în flișul cretacic de la estul și sudul acestor munți, l-a condus pe Patruliuș (1969) la concluzia originii de la interior a acestora din urmă, din depozitele triasice și jurasice ale zonei Dîmbovicioara (inclusiv Jurasicul superior al seriei de Brașov) și din Jurasicul superior și Neocomianul seriei de Preleaota. În accepțiunea autorului citat, conținutul în micașisturi și paragnaise cu biotit (ca indicatori ai unei surse externe de material = cordiliera de șisturi cristaline mezozonale, Murgeanu et al., 1963), sau în roci epizonale de tip Leaota, al rocilor detritice grosiere, permite să se stabilească zonele de aport dinspre exterior sau dinspre cordiliera Leaotei, cu variații destul de importante în timp. Astfel, în „stratele de Sinaia inferioare" aportul extern se face resimțit pînă în bazinul văii Azuga ; în „stratele de Sinaia medii" el ajunge numai la aliniamentul Sinaia — Trăisteni, iar în „stratele de Sinaia superioare" (= subformațiunea de Valea Mușiței) se retrage pe linia Pietroșița — Trăisteni — flancul estic al anticlinalului Zănoaga-Roșca (adică în zona de apariție la zi a subformațiunii de Valea Mușiței, în lungul liniei Bratocea) ; în sfîrșit, același aport extern se recunoaște, cu caracter local, și în „stratele de Comarnic" (= subformațiunea de Plaiul Șirnei) de la Pietroșița. După același autor depozitele apțiene au în afara sursei interne și o „sursă străină" de aceasta (în conglomeratele de tip Gherțălău) iar materialul molasei albiene își are originea în masivul Leaotei și în partea estică a masivului Făgăraș (Iezer — Păpușa), transportul și distribuția materialului fiind cele concepute de Panin et al., (1963).

A) Formațiunea de Sinaia

Dintre criteriile folosite pentru stabilirea originii și direcției de aport a materialului, singurul care poate fi utilizat pentru formațiunea de Sinaia este acela al asemănării petrografice, studierea direcțiilor de curent nefiind concludentă din cauza cutării foarte accentuate a depozitelor sale. Astfel, singurele roci care își indică originea cu oarecare certitudine sînt calcarenitele și breciile pe care aceasta le conține.

Dintre elementele calcarenitelor din subformațiunea calcaroasă numai calcarele cenușii-negricioase (intramicrite și intrasparite) cu *Sac-*

Institutul Geologic al României

cocoma pot fi comparate cu depozite similare tithonic inferioare de pe rama Leaotei. Celelalte elemente de calcare nu dau indicii asupra vîrstei, ele aparținînd totuși, foarte probabil, aceleiași surse. Elementele de șisturi cristaline : șisturi clorito-sericitoase, cuarțuri și cuarțite, se regăsesc toate în seria cristalină a Leaotei. Micele — biotitul în special — care apar foarte rar (la obîrșia văii Pîraie) ar trebui puse de asemenea pe seama sursei interne, deoarece existența paragnaiselor cu biotit și a micașisturilor cu muscovit și biotit este cunoscută în Leaota (G h e r a s i, 1956). Raritatea acestora respectă frecvența redusă la locul de obîrșie.

În breciile subformațiunii calcaro-grezoase apar de asemenea foarte rar elemente de șisturi cristaline : cuarțite în cea mai mare parte, alături de care se găsesc cristale izolate de biotit (pe Valea Mușiței). Calcarele : pelsparite, micrite cu neoformații de cuarț sau feldspat, calcare criptocristaline, nu conțin fosile clare și, astfel, nu pot fi datate.

În subformațiunea grezoasă se întîlnesc foarte multe elemente de șisturi cristaline epizonale. Ele formează chiar un nivel de lame insedimentate care se poate urmări din muntele Prislopu pînă în valea Zamurei (M u r g e a n u et al., 1964). Calcarele cu *Saccocoma* (Plaiul lui Andir), cu *Globochaete* și spiculi și calcarele cu *Calpionella alpina* mari (Valea lui Manole) se regăsesc în Jurasicul terminal de pe rama estică a Leaotei. De asemenea, calcarele roșietice (vîrful Comloș) își au corespondentul în calcarele jurasic superioare din seria de Preleaota. Elementele de șisturi cristaline mezozonale — micașisturile cu biotit și muscovit (valea Doftana Ardeleană) par a exista în partea de sud a masivului Leaotei, nefiind deci necesară nici în cazul lor imaginarea unei surse externe de material.

O problemă încă nerezolvată o reprezintă originea materialului din gresiile masive care se întîlnesc în cadrul subformațiunii grezoase la gura Văii lui Manole, în muntele Vaida, pe pîrîul Podului la Zizin, etc. Puținele mecanoglife de curent clare pe care le-am putut observa pe talpa lor (pe Valea Coțofana, afluent al văii Floreiului de Doftana, la sud de regiunea discutată aici) indică o direcție de transport dinspre sud-vest sau sud-est. Direcții asemănătoare, în general dinspre sud sau chiar est-sud-est, se regăsesc și pe gresiile mai subțiri, pînă la medii, situate mai la nord, între limitele regiunii. Este evident, astfel, transportul longitudinal al materialului lor. Originea acestui material este însă mai greu de precizat, în lipsa unor indicații care să fie furnizate de litologia granulelor componente.

B) Formațiunea de Comarnic

Date deosebit de numeroase asupra provenienței materialului, prezintă această formațiune în legătură cu frecvența mare a rocilor detritice grosiere. În cadrul subformațiunii de Valea Mușiței, materialul cristalin cuprinde, în afară de șisturi cristaline epizonale care au răspîndire foarte largă, gnaise cu muscovit și biotit (valea Doftanei în amonte de confluența cu Valea Mușiței), lamele de muscovit și de biotit proaspăt

Institutul Geologic al României

(valea Richitei, Pîrîul Porcului), micașisturi cu muscovit și biotit (pe Piciorul lui Cocoș, valea Doftanei și Valea Mușiței în sinclinalul Glodeasa, Dealul Cenușei, Piciorul lui Țîrcă, valea Richitei, gura Văii Cailor, Plaiul Bătrîn). Elementele de roci sedimentare : conglomeratele cuarțitice roșietice triasic-inferioare (Plaiul Zimbrului) ; șisturi argiloase negre și calcare negre, probabil triasic-medii (valea Doftanei spre aval de confluența cu Valea Mușiței, Valea Mușiței în sinclinalul Glodeasa, valea Tîrlungului spre aval de pîrîul Borzoș, Valea Dracului) ; gresii liasice moi, micacee, verzui (în versantul din dreapta văii Tîrlungului între Piscul Dracului și vîrful Paltinu), a căror faună a fost inventariată de K u s k o et al., 1970 [38] ; calcare cenușii (micrite) cu *Calpionella alpina* și *Crassicollaria parvula*, probabil berriasian-inferioare (valea Doftanei spre aval de confluența cu Valea Mușiței) ; calcare tithonic-superioare cu *Calpionella alpina* mari, *Crassicollaria intermedia*, *C.massutiniana*, radiolari calcitizați și spiculi (Valea Cenușei, valea Prișcului) ; calcare neocomiene cu *Calpionella alpina* mici și *Tintinnopsella carpatica* (valea Tîrlungului la confluența cu valea Stoleru Mărcoșanu, pîrîul Borzoș, Plaiul Bătrîn și vîrful Socodat) ; micrite cu alge indeterminabile și *Trocholina* (vîrful Socodat), ultima putînd apare și izolată, în cimentul sparitic al calcarenitelor (Muchia de la Sas Ianoș) ; calcare algolitice și alge izolate : *Boueina* și *Trocholina* (Piciorul lui Cocoș), *Cayeuxia* (Muchia de la Sas Ianoș) ; în sfîrșit, calcarele cu *Saccocoma*, *Globochaete*, spiculi de spongieri și cu macrofosile tithonice, care apar înșirate din Valea Cenușei către nord, pînă în Plaiul Bătrîn.

Toate rocile menționate se regăsesc fie în seriile cristaline din masivul Leaotei (seria de Cumpăna și seria de Leaota — G h e r a s i, D i m i t r e s c u, 1963), fie în depozitele mesozoice din învelișul său sedimentar sau din zona sa limitrofă dinspre nord, în împrejurimile Brașovului. Astfel, conglomeratele triasic-inferioare, calcarele și șisturile argiloase negre sau gresiile argiloase liasice, se regăsesc numai în partea de vest a regiunii, provenind probabil dintr-o zonă apropiată din zona actuală în care aflorează aceste strate : masivul Postăvaru — Runcu și zona Cristian (S ă n d u l e s c u, 1964 ; P a t r u l i u s, 1969). Originea calcarelor jurasice trebuie căutată în suita de calcare albe sau gălbui din partea vestică a masivului Bucegi (seria de Brașov) și mai ales în calcarele roșcate sau cenușii care formează Jurasicul superior al seriei de Preleaota. Cele mai importante ca volum dintre blocurile de calcar cuprinse în subformațiunea de Valea Mușiței — cele din Valea Cenușei și Piciorul lui Țîrcă — au fost comparate (P a t r u l i u s, 1969) cu acelea din „stratele de Sinaia superioare" din împrejurimile Buștenilor și cu calcarele kimmeridgian-tithonic inferioare de la Poliță [39], pe versantul de

[38] Arh. I.G.P.S.M.S., București.

[39] Totuși fauna lor arată o vîstă ceva mai nouă decît a acestora, la un nivel al Tithonicului (Tithonicul inferior terminal sau baza Tithonicului mediu) care nu are pînă în prezent nici un corespondent în seriile fosilifere ale Jurasicului superior din Carpații Orientali.

Institutul Geologic al României

vest al Bucegilor. Calcarele algolitice amintesc formațiuni similare din succesiunea Jurasicului superior din culoarul Dîmbovicioarei (P a t r u l i u s, 1969), iar algele care se întîlnesc izolate în cimentul calcarenitelor provin din depozite sincrone, în curs de formare chiar în bazinul flișului eocretacic : recifii tabulari formați în acest fel în Barremian și în Apțianul inferior vor furniza în Apțianul superior blocurile de calcare algolitice insedimentate în orizontul Teslei.

Calcarenitele subformațiunii de Plaiul Șirnei sînt formate dintr-o gamă foarte variată de roci sedimentare, între care predomină calcarele : calcare micritice kimmeridgian-tithonice cu *Saccocoma*, micrite tithonic-superioare și berriasiene cu calpionele și cu foraminifere învelite (între care miliolide, înglobate în calcare de tipul celor tithonice cu calpionele sau formînd nucleul unor intraclaste și, în acest caz, avînd vîrsta apropiată de a rocilor în care sînt incluse). Alături de ele apar uneori și thaluri de alge codiacee (*Cayeuxia*, la gura Văii Mușiței), cuprinse în elemente sau libere în cimentul sparitic, în ultimul caz avînd vîrsta sindepozițională.

Elementele de șisturi cristaline, deși ating uneori dimensiuni de cîțiva metri cubi (pe afluentul mai mic al văii Doftanei situat imediat în aval de confluența cu Valea Mușiței), sînt în general cu totul subordonate. Originea lor, inclusiv a gnaiselor cu biotit și a amfibolitelor întîlnite ca elemente în calcarenite am considerat-o de asemenea de natură internă, ele provenind probabil din „faciesul amfibolitic" al cristalinului Leaotei.

Prezența în subformațiunea de Plaiul Șirnei din valea Doftanei a unor blocuri mari de tremolitit (pe același afluent mai mic al văii Doftanei amintit mai sus) este pînă acum singulară în tot domeniul de depunere a ruditelor hauteriviene și barremiene de la curbura Carpaților. Ele s-au format probabil la contactul unor magme bazice cu roci calcaroase, originea lor putînd fi pusă în legătură cu aceea a blocurilor de roci eruptive bazice de adîncime (gabbrouri) existente în breciile subformațiunii de Valea Mușiței, la Cumpătu (nord-est de Sinaia), sau chiar cu magmele bazice care au determinat erupțiunile din Neocomian în bazinul de formare a flișului (vezi „stratele" de Azuga).

În sfîrșit, punctul de pornire al rocilor cristaline de epizonă, ca și al celorlalte elemente formate din roci sedimentare, aparține aceluiași domeniu de sedimentare ca și pentru rocile similare din subformațiunea de Valea Mușiței.

Calcarenitele formațiunii de Piscu cu Brazi conțin aceleași tipuri de calcare cenușii, albe sau roșietice, cunoscute în Malmul de pe versantul vestic al Bucegilor : calcare pelletice cu miliolide, asemănătoare celor din Tithonicul Culoarului Dîmbovicioarei ; calcare cu calpionele ; calcare spatice, de vîrste foarte diferite, uneori conținînd orbitoline (deci avînd virsta barremian-terminală sau apțiană și, în acest caz, provenind probabil din recifi desmembrați formați chiar în bazinul flișului în zonele mai ridicate, cu batimetrie convenabilă ; în versantul din dreapta

Institutul Geologic al României

văii Zizinului se regăsesc și calcare negre, probabil triasice. Dintre rocile cristaline, în general subordonate cantitativ, predomină cuarțitele, urmate de șisturi cuarțito-cloritoase și, într-un singur loc, pe plaiul Roșca, de gnaise cu biotit.

Conglomeratele orizontului Teslei sînt remarcabile mai ales prin abundența calcarelor algolitice urgoniene și prin caracterul relativ constant al compoziției petrografice. Astfel, dintre rocile sedimentare pe care ele le conțin ca elemente, conglomeratele cuarțitice triasic inferioare apar în nordul regiunii (vîrful Ciclomului) dar și în sud (muntele Urlățelu) ; calcșisturile roșietice valanginiene se întîlnesc în versantul din stînga văii Richitei (bazinul văii Doftanei) și în conglomeratele din valea Babarunca ale orizontului ; gresii cuarțitice albe sau gălbui din Jurasicul inferior sau mediu apar în muntele Urlățelu, valea Babarunca, muntele Tesla ; calcarenitele cu accidente silicioase din valea Dălghiului se regăsesc în conglomeratele din Pietrele Dinților ; calcarele coraligene de Stramberg, uneori cu foraminifere (Muntele Cioara, valea Babarunca, vîrful Ciclomului), calcarele organogene cu gasteropode (Muntele Cioara, Muntele Tesla, culmea vîrful Ciclomului — Vîrful Fața Sașilor), cuarțitele și gnaisele cu muscovit, se întîlnesc în toate zonele de afloriment ale orizontului. În valea Babarunca apar singular și paragnaise cu două mice. În comparație cu blocurile incluse în conglomeratele subformațiunii de Valea Mușiței din formațiunea de Comarnic, este remarcabilă lipsa în orizontul Teslei a calcarelor cu *Saccocoma* și prezența rară a calcarelor cu calpionele (Muntele Cioara). Originea din zona central carpatică a blocurilor formate din șisturi cristaline este încă mai evidentă aici decît în materialul cuprins în conglomeratele entităților litostratigrafice mai vechi. De asemenea, compoziția blocurilor formate din roci sedimentare, amintită mai sus, sugerează înrudirea cu succesiunea depozitelor triasice-jurasice din zona de la vest de Brașov.

Calcșisturile valanginiene, asemănătoare celor semnalate de P a t r u l i u s (1969) în valea Prahovei, calcarenitele cu silicifieri (asemănătoare celor din stratele de Carhaga) și elementele de roci eruptive bazice, frecvente în zona Muntelui Tesla, ar indica și existența unui aport din zone mai îndepărtate, situate la interior (pînza transilvană) sau în nordul Carpaților Orientali (în stratele cu *Aptychus).* Calcșisturile și rocile eruptive bazice pot totuși să provină din chiar domeniul stratelor de Sinaia : primele au fost deja semnalate în valea Prahovei, însă la un nivel inferior celui de la care au fost aduse acelea din orizontul Teslei ; ultimele există de asemenea în același domeniu, unde însoțesc faciesul „stratelor" de Azuga.

Condițiile în care a fost realizat transportul materialului arenitic din formațiunea de Sinaia și din formațiunea de Comarnic, imprimate în caracterele texturale ale suprafețelor de strat și ale stratificației interne au permis unele concluzii de ordin mai general (J i p a, 1961 ; V i n o g r a d o v, 1967) ; existența hieroglifelor la partea inferioară a stratelor, ritmicitatea, uzura foarte mică a materialului detritic, asociată cu trierea granulometrică bună, existența stratificației oblice la scară mică,

Institutul Geologic al României

arată ca agent transportor pentru arenite și siltite curenții de turbiditate. Existența granoclasării (pornind de la particule grosiere) în baza stratelor cu stratificație de curent conduce și la concluzia unui transport prin curenți tractivi. În sfîrșit, materialul lutitic a putut fi transportat în suspensii uniforme (V i n o g r a d o v, 1967) sau, în parte, prin curenți de turbiditate (J i p a, 1965).

După datele din literatură, direcțiile de curenți măsurate în formațiunea de Sinaia din valea Prahovei, în subformațiunea grezoasă (J i p a, *in* M u r g e a n u et al., 1961) indică transportul dinspre nord sau dinspre nord-est. O direcție asemănătoare o au (M i h ă i l e s c u, 1967) curenții care au condus la formarea gresiilor și calcarenitelor din flișul marno-grezos ruginiu (subformațiunea de Babarunca), la exteriorul zonei de ridicare (de fund înalt) de pe amplasamentul actual al anticlinoriului Zamura, indicînd sursa de material a acestui fliș într-o zonă situată la vest de Predeal. Direcțiile de transport al materialului arenitic din „flișul grezos" (adică formațiunea de Bobu) arată originea dinspre sud și sud-est a materialului, dintr-o sursă mai greu de precizat.

În general, direcțiile de curent pe care le-am măsurat în flișul cretacic din regiunea studiată (fig. 25) se încadrează în această schemă de ansamblu.

Cele mai puțin clare sînt direcțiile de transport ale materialului care a format gresiile din formațiunea de Sinaia : tectofaciesul deosebit al acesteia face ca măsurile, destul de contradictorii, să nu poată fi interpretate cu certitudine. Astfel, gresiile subformațiunii calcaro-grezoase și ale subformațiunii grezoase par a proveni mai ales dinspre sud-est și est. Aceste direcții sînt conforme cu acelea din gresiile groase ale subformațiunii grezoase măsurată la sud de perimetrul cercetat, în valea Coțofana. Ele se mențin de asemenea și pe gresiile decimetrice de la limita inferioară a formațiunii de Comarnic pe valea Tîrlungului spre amonte de confluența cu valea Roșca.

În cadrul formațiunii de Comarnic, gresiile și calcarenitele subformațiunii de Valea Mușiței prezintă date destul de contradictorii : ele arată direcții dinspre nord (NE—NV), dar și dinspre vest și est (ultima pe o gresie îngustă de 2 cm, în valea Tîrlungului spre amonte de confluența cu valea Roșca).

Flișul marnos din cuprinsul formațiunii de Piscu cu Brazi arată în partea de sud a regiunii (spre amonte de confluența văii Tîrlungului cu valea Stoleru Mărcoșanu) direcții de la nord-nord-est spre sud-sud-vest. Ceva mai la nord datele sînt contradictorii : în valea Tîrlungului la confluența cu Valea Intunecoasă — dinspre vest și de la nord-vest, apoi, în valea Babarunca și Valea Ramura Mică — de la vest, iar pe pîrîul Borzoș — de la nord-vest.

Subformațiunea de Babarunca a furnizat cele mai multe date, care sînt de asemenea destul de inconstante și nu se încadrează decît cu greu într-un tablou general : în partea de nord a regiunii — în valea Zizinului — materialul arenitelor este adus dinspre vest sau nord-vest ; aceeași direcție o arată o parte dintre gresiile din Valea Dracului și din

Institutul Geologic al României

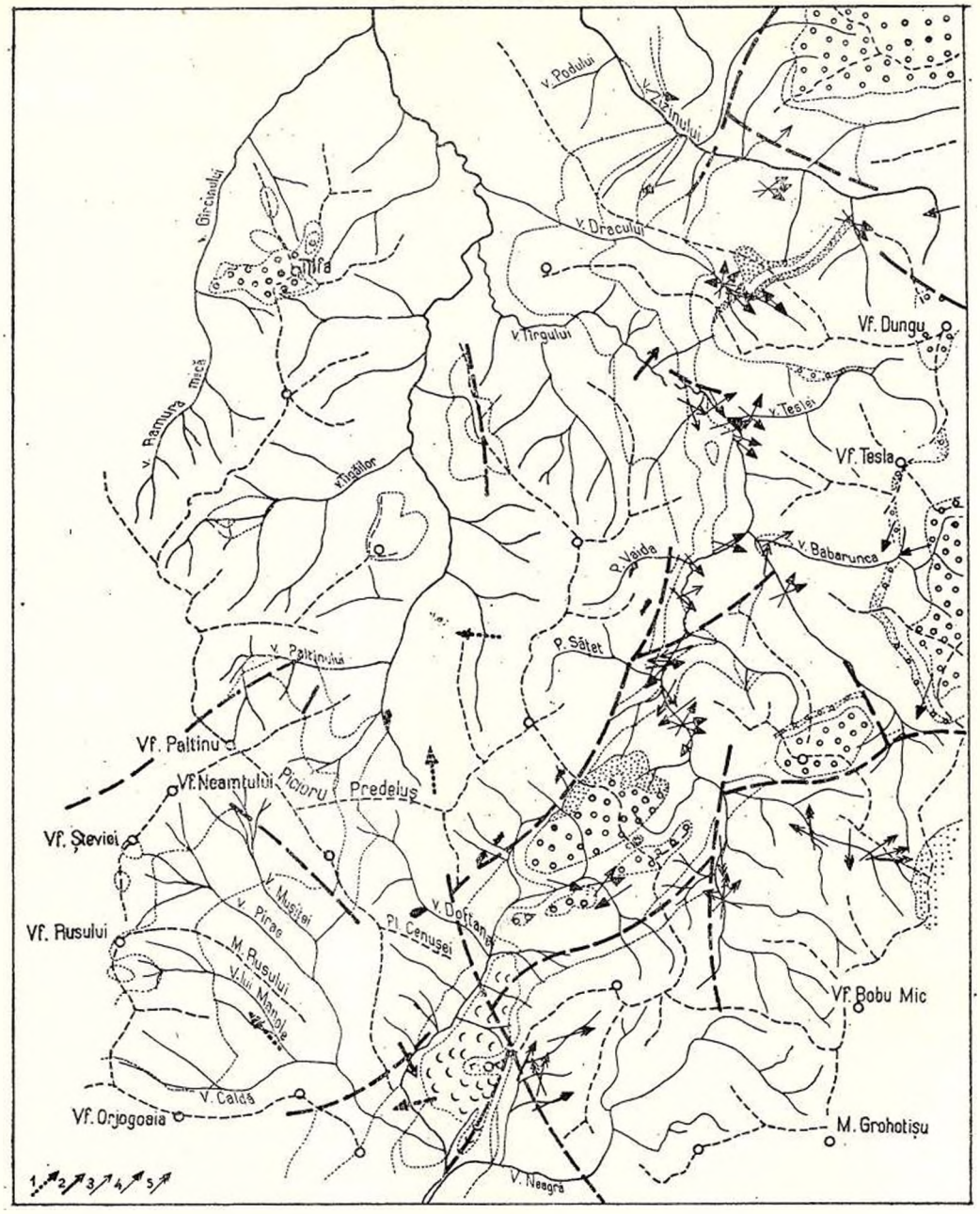


Fig. 25. — Direcțiile de paleocurenți măsurate în flișul eocretacic din bazinul superior al văii Doftanei și al văii Tîrlungului.

1, În subformațiunea calcaro-grezoasă și cea grezoasă din formațiunea de Sinaia, 2, în formațiunea de Comarnic ; 3, în subformațiunea de Valea Dracului din formațiunea de Piscu cu Brazi ; 4, în subformațiunea de Babarunca din aceeași formațiune ; 5, în subformațiunea de Pîrîul Mogoș din formațiunea de Bobu.

Les directions de paléocurents mesurées dans le flysch éocrétacé du bassin supérieur de la vallée de Doftana et de la vallée du Tîrlung.

1, Dans la sous-formation calcaire-gréseuse et gréseuse de la formation de Sinaïa ; 2, dans la formation de Comarnic ; 3, dans la sous-formation de Valea Dracului de la formation de Piscu cu Brazi ; 4, dans la sous-formation de Babarunca de la même formation ; 5, dans la sous-formation de Pîrîul Mogoș de la formation de Bobu.

Institutul Geologic al României

valea Tîrlungului pînă la confluența cu Valea Ramura Mică. Spre sud de această vale se întîlnesc direcții dinspre vest, nord-vest și nord, indicînd sensul de transport mai general al materialului, în lungul unui jgheab care poate fi urmărit (după amplasamentul depozitelor din orizontul Teslei) din zona vîrful Ciclomului pînă la Vîrful Pietrele Dinților și Muntele Rusu cu Lacuri, în partea de sud a anticlinoriului Zamura. Către sud de valea Ramura Mică, în flișul apțian apar mai frecvent direcții dinspre sud-vest. Existența acestor direcții contrare, pe arenite de același tip, indică mai curînd reluarea materialului în cadrul unor curenți de turbiditate de amploare mai mică, a căror formare pe flancul estic al anticlinoriului era favorizată de mișcările tectonice sinsedimentare din timpul Apțianului. Relieful bazinului de sedimentare pare a fi jucat astfel, începînd din Barremian, un rol important în dirijarea proceselor de sedimentare din bazinul flișului. Existența în succesiunea subformațiunii de Babarunca a unor indicii de sedimentare haotică (valea Tîrlungului, Valea Ramura Mică) îndreptățesc de asemenea acest punct de vedere.

În general, direcțiile măsurate în subformațiunea de pîrîul Mogoș, din baza formațiunii de Bobu, arată destul de constant transportul de la sud-vest către nord-est. Aceste date confirmă datele privind proveniența sudică a materialului arenitic al subformațiunii, deja publicate de M i h ă i l e s c u (1967).

Pentru subformațiunea mijlocie a formațiunii de Bobu, ca și pentru conglomeratele de Bucegi și de Ciucaș-Zăganu, se pune însă problema provenienței materialului dintr-o zonă situată la vest de Predeal : direcțiile de transport ale conglomeratelor din masivul Ciucaș-Zăganu sînt transversale, materialul provenind în principal din „Culoarul Dîmbovicioarei și aria estică a masivului Făgăraș" (M i h ă i l e s c u et al., 1967). Compoziția petrografică a materialului cristalin arată de asemenea, și în mai mare măsură decît ruditele entităților litostratigrafice subjacente, proveniența din zona estică a munților Făgăraș. Acumularea pietrișurilor care au format ulterior conglomeratele, a fost realizată într-o zonă supusă unei subsidențe puternice, însă la adîncime mică, fapt arătat de caracterele lor stratonomice (M i h ă i l e s c u et al., 1967).

Diminuarea către sud a grosimii gresiilor masive și conglomeratelor din subformațiunea de Babeș este datorată reducerii în spre sud a cantității de material grosier, pe măsura îndepărtării de sursă ; pe de altă parte, acumularea mai mare de conglomerate în zona muntele Babeș — muntele Fața lui Gherghel ar putea să reprezinte rezultatul aceleiași subsidențe care a condus aici la acumularea mai mare de material în subformațiunea inferioară a formațiunii de Bobu.

Conglomeratele orizontului Teslei nu au făcut încă obiectul unui studiu sedimentologic. Materialul lor cristalin și, în parte, cel sedimentar, au cu siguranță aceiași proveniență cu a celui din conglomeratele de Ciucaș — Zăganu. Faptul că, în nordul regiunii (zona Valea Dracului — pîrîul Dungu) și la interior de arealul de dezvoltare maximă a conglomeratelor (în Muntele Cioara — Muntele Tesla) orizontul este

Institutul Geologic al României

format aproape exclusiv din gresii masive, limitează posibilitatea venirii materialului care a format conglomeratele la un canal transversal situat mai la sud (probabil mai la sud și decît acela care a favorizat venirea materialului din conglomeratele de Ciucaș — Zăganu). Astfel ar putea fi explicată și grosimea mare a orizontului în muntele Urlatu — Cioara și diminuarea acesteia, însoțită de trecerea treptată de la conglomerate la gresii masive, către nord. În această interpretare, însă, conglomeratele din zona Urlatu — Cioara nu mai pot fi corelate cu acelea existente la nord de zona de apariție a gresiilor masive amintite mai sus (acelea din vîrful Ciclomului) ; ultimele ar trebui astfel să fie acceptate ca avînd aceeași vîrstă ca cele din muntele Ciucaș și muntele Dungu (Albian) și ca avînd poziție transgresivă peste flișul marnos barremian-gargasian de la fundul văii Zizinașului. Totuși, similitudinea compoziției conglomeratelor din vîrful Ciclomului cu a celor din muntele Urlatu-Cioara obligă la corelarea lor. În aceste condiții explicația variațiilor în grosime și granulometrie, în cuprinsul orizontului Teslei din regiune, este venirea materialului care l-a format prin mai multe canale transversale și redistribuirea acestuia în lungul bazinului de sedimentare. Astfel ar putea fi explicată și existența unor sinclinale de conglomerate cu compoziție litologică în parte diferită, așezate paralel (de exemplu sinclinalul muntele Urlățelu și sinclinalul Muntele Cioara — muntele Roșca).

Judecînd după prezența algelor incrustante ca specimene izolate în cimentul calcarenitelor din formațiunea de Comarnic, calcarele algolitice care formează cea mai mare parte a elementelor calcaroase din orizontul Teslei provin din chiar cuprinsul bazinului de sedimentare a flișului, unde s-au dezvoltat începînd probabil din Neocomianul superior. Ele au fost resedimentate în Clansayesian, la un nivel avînd vîrsta superioară celei la care a încetat formarea faciesului urgonian în Carpații Orientali și în Prebalkan : Dragastan (1971) și Nikolov (1970) au arătat că faciesul urgonian se extinde numai pînă în Apțianul inferior în aceste regiuni. În plus, algele codiacee (*Cayeuxia*), care se întîlnesc frecvent în microbiofaciesurile Barremianului și Apțianului, sînt indicatori batimetrici — nedepășind 60 m adîncime și arătînd prin aceasta fie existența unor creste situate la adîncime mică, fie formarea lor pe zona de șelf, în apropierea țărmului. Prezența în conglomerate a calcarelor oolitice (Tesla, Valea Dracului) indică chiar adîncimi și mai mici, incompatibile cu condițiile de sedimentare existente în bazinul de formare a flișului marno-grezos ruginiu (subformațiunea de Babarunca) în care ele sînt înglobate în prezent.

V. TECTONICA

A) EVOLUȚIA CONCEPȚIILOR ASUPRA STRUCTURII FLIȘULUI

Cercetarea geologică a Carpaților Orientali din România a evidențiat încă de la începutul secolului XX existența unor zone de facies cu

Institutul Geologic al României

dezvoltare mare în lungul lor, atît în zona central carpatică, cît mai ales, în zona flișului cretacic și paleogen. Interpretarea lor ca zone structural-faciale, începută de Uhlig (1907) și de Athanasiu (1908) în partea de nord a Carpaților Orientali, a fost apoi extinsă și la sectorul de curbură. În 1907, Mrazec și Teisseyre au admis existența unor linii tectonice longitudinale, cu caracter de pînză de șariaj numai la marginea zonei cristalino-mesozoice și la marginea externă a flișului, delimitîndu-l pe acesta din urmă ; în cuprinsul zonei flișului autorii citați au deosebit trei zone de facies (internă, mediană și externă). Abia trei ani mai tîrziu Mrazec (1910) a considerat aceste zone de facies ca pînze de șariaj : pînza gresiei de Uzu, a gresiei de Fusaru și, respectiv, pînza marginală. În același timp Popescu-Voiteşti (1910) a admis existența pînzei gresiei de Fusaru, împreună cu pînza gresiei de Siriu (de Uzu) în cadrul „pînzelor interne". Imediat după această dată, ultimii autori (Mrazec, Popescu-Voiteşti, 1914) au dat împreună o imagine mai cuprinzătoare a structurii flișului la curbura Carpților Orientali : ei au grupat pînzele flișului în interne și externe, printre primele fiind și „pînza conglomeratelor de Bucegi" și „pînza gresiei de Siriu" care acoperă în parte regiunea prezentată în lucrarea de față.

Lucrările ulterioare asupra zonei flișului la curbura Carpaților au admis structura sa simplă, lipsită de pînze de șariaj (Preda, 1925 ; Macovei, Athanasiu, 1923 ; Macovei, 1927) sau, dimpotrivă, structura sa în pînze (mai ales Murgeanu și Filipescu, pentru zona flișului cretacic și, în 1939, Preda).

În concepția sa inițială, Preda (1925) a considerat întregul fliș cretacic din bazinul văii Teleajenului ca formînd o singură unitate tectonică, delimitată către sud printr-o falie cu caracter de linie de încălecare peste flancul nordic al sinclinalului Slănic. El a interpretat blocurile de calcare de la baza conglomeratelor, considerate de Popescu-Voiteşti și de Mrazec klippe de rabotaj în baza pînzei conglomeratelor de Bucegi, ca fiind fie calcare recifale aptiene, fie blocuri în conglomeratele flișului cretacic.

Murgeanu a dezvoltat în 1931 (1934) concepția asupra structurii în pînze a curburii Carpaților Orientali, considerînd depozitele de fliș cretacic din bazinul văii Prahovei și văii Doftanei ca formînd o pînză de decolare, în care a deosebit o digitație inferioară (de Comarnic) și una superioară (de Teșila) ; în accepțiunea autorului, ambele cuprindeau depozite vraconiene și senoniene, al căror autohton îl formau stratele de Sinaia și stratele de Comarnic. Deosebirile de facies între depozitele mezocretacice, pe baza cărora au fost sesizate raporturile tectonice dintre cele două digitații (Vraconian în facies grezos și în facies mixt), au fost confirmate în ultimii ani, cînd, în valea Teleajenului și în valea Doftanei a fost separată seria de Teleajen (Popescu, 1958), iar la exterior și în raporturi tectonice cu aceasta — seria de Macla (Popescu et al., 1963 [40] ; Ștefănescu, 1969).

[40] Arh. I.G.P.S.M.S. București.

Institutul Geologic al României

Mai la est, în valea Teleajenului, Filipescu (1936 a, b) a admis, de asemenea, existența raporturilor de încălecare între depozitele albiene ale flișului intern și „zona de solzi" (zonă echivalentă celei separate de Murgeanu în valea Doftanei, valea Bertei și valea Vărbilăului, ca „Vraconian în facies mixt"). Depozitele cretacic superioare, recunoscute de Murgeanu în muntele Nebunu Sterp (1933) și urmărite apoi de Filipescu (1936 a) între valea Crasnei și mînăstirea Suzana, au fost interpretate de ultimul ca apărînd în fereastră tectonică de sub Albianul pînzei interne a flișului.

Tot în valea Teleajenului a fost argumentată (Preda, 1939) existența raporturilor de încălecare între conglomeratele din masivul Zăganu împreună cu depozitele jurasice aflate la baza lor[41], peste stratele de Sinaia și depozitele barremian-apțian. În această interpretare blocurile de gresii și conglomerate cuarțitice, de jaspuri și de calcare (considerate de vîrstă jurasică) reprezintă părți din substratul direct al conglomeratelor albian-cenomaniene, peste care acestea se dispun transgresiv.

În mai multe lucrări ulterioare tezei de doctorat (1937 b, c, 1955 a) Filipescu a reluat ideea existenței pînzelor de șariaj în zona de curbură a Carpaților Orientali. În ultima dintre acestea, cu un caracter mai general, se argumentează existența a două digitații (inferioară și superioară) în flișul intern și a două pînze în flișul extern (pînza mediană, cu trei digitații și pînza marginală, cu două digitații). Această schemă a stat la baza a numeroase alte încercări de interpretare a structurii în pînze de șariaj a Carpaților Orientali, diferențele între ele fiind mai ales de amănunt sau de nomenclatură.

Astfel, în 1955[42] și 1958 Băncilă a separat în cadrul flișului intern o unitate structurală vest-internă, o alta est-internă și unitatea șisturilor negre (medio-internă) (considerată de Filipescu ca unitate vestică a flișului extern).

În 1958, Popescu a dat o imagine tectonică încă mai clară și mai amănunțită a flișului intern din zona sudică a Carpaților Orientali, separînd pînza de Bratocea (= pro parte pînza internă superioară) și arătînd existența sinclinalului de depozite cretacic superioare Măgura Nebunii — Pridvarea — Cheia, la contactul a două zone cu depozitele mezocretacice în faciesuri diferite : seria de Bobu, la nord-vest și seria de Teleajen, la sud-est. Raporturile tectonice dintre cele două „serii" de depozite albiene au fost considerate de autorul citat ca avînd loc în lungul flancului extern al sinclinalului amintit.

Dumitrescu et al. (1962), într-un cadru mai larg privind descrierea unităților structurale de pe întregul teritoriu al României, au

[41] De fapt olistolite încorporate în conglomeratele orizontului Teslei — vezi și p. 67, 69 și Op. cit. pct. 27.

[42] Lucrare comunicată în ședințele Comitetului Geologic la 8 aprilie 1952, însă netipărită. Citarea sa în rîndurile următoare este conformă cu lucrarea lui Dumitrescu et al., 1962.

Institutul Geologic al României

separat în Carpații Orientali Anticlinoriul Central (= zona cristalino-mesozoică), unitatea de Ceahlău (= pînza internă superioară — Filipescu, 1955 a; = unitatea vest-internă — Băncilă, 1955, 1958), unitatea flișului curbicortical (= pînza internă inferioară — Filipescu, 1955 a; = unitatea est internă — Băncilă, 1955, 1958; Cernea, 1952), unitatea șisturilor negre (= unitatea medio-internă — Băncilă, 1952, 1955, 1958; — zona de solzi — Filipescu, 1955 a, Cernea, 1952); cele patru unități amintite formează împreună Dacidele (internidele lui Stille). La exteriorul acestora se află Moldavidele (Dumitrescu): unitatea de Tarcău și unitatea marginală, iar la interior, pe flancul occidental al anticlinoriului central, se află unitatea flișului transcarpatic. Această schemă, adoptată pentru harta tectonică a R. S. România, a fost larg utilizată în lucrările mai noi privind stratigrafia flișului intern.

Schema prezentată în memoriul la harta tectonică a R.S.R. a fost completată și parțial modificată de Patrulius et al. (1967), care au separat Dacide (internide): centrale (pînza transilvană), mediane (cuprinzînd masivele cristaline și zonele de facies Perșani, Dîmbovicioara, Preleaota) și marginale sau „unitatea stratelor de Sinaia" (cu subunitatea de Zamura-Bratocea și subunitatea de Bobu); în sfîrșit, Moldavide (externide): interne (cu pînza de Teleajen, de Macla și de Audia), mediane (pînza de Tarcău) și marginale. Același punct de vedere a apărut în lucrarea lui Patrulius privind masivul Bucegi (1969), iar lucrarea lui Ștefănescu din 1969 asupra structurii flișului între valea Doftanei și valea Ialomiței menține, de asemenea, „unitatea" de Bobu, alături de pînza de Bratocea, în cuprinsul domeniului stratelor de Sinaia. Introducerea pînzei de Teleajen (a flișului curbicortical) la Moldavide a avut ca suport descoperirea în substratul seriei de Teleajen a stratelor de Toroclej, deci a unui facies al Cretacicului inferior care ține de domeniul șisturilor negre (Săndulescu, Săndulescu, 1965).

Dumitrescu și Săndulescu (1970), în harta tectonică publicată pentru atlasul geologic (foaia nr. 6), au separat în Carpații Orientali 14 unități structurale, flișul cretacic din cuprinsul dacidelor raportîndu-se la 3 dintre acestea: pînza de Baraolt, pînza de Ceahlău (cu mai multe digitații) și pînza de Bobu. Este de notat că, după această interpretare, pînza flișului curbicortical aparține tot moldavidelor [43].

[43] După susținerea lucrării de față, în 1975 (Bull. Soc. géol. Fr. 17/3), în cadrul unei încercări de sinteză structurală a Carpaților, Săndulescu a grupat în cuprinsul „dacidelor orientale": pînzele transilvane, pînzele centrale est-carpatice și pînzele flișului dacic extern (incluzînd pînza flișului negru, pînza de Baraolt și pînza de Ceahlău); în accepțiunea acestui autor pînza de Bobu aparține, alături de pînza flișului curbicortical, la „moldavidele orientale". Transferul „unității" sau „pînzei" de Bobu din cuprinsul dacidelor în acela al moldavidelor se bazează pe interpretarea poziției tectonice a flișului de Bobu peste depozitele formațiunii de Sinaia și formațiunii de Comarnic. Această interpretare însă, după părerea noastră, nu este confirmată de datele de teren din bazinul văii Doftanei.

Institutul Geologic al României

În paralel cu această nomendatură, Contescu a elaborat încă una (1966, 1968 b, 1969), care cuprinde de la vest către est : unitatea Bucovinică, unitatea de Ceahlău (moldavică) cu subunitatea de Baraolt-Ciuc, subunitatea de Bratocea-Ceahlău și subunitatea de Bobu-Bodoc, unitatea flișului curbicortical (submoldavică), unitatea șisturilor negre (preoituzană), unitatea de Tarcău (oituzană) și unitatea marginală (suboituzană).

Patrulius et al. (1967), Ștefănescu (1969) și Contescu (1966, 1969) au menținut delimitarea subunității de Bobu (sau Bobu-Bodoc la ultimul), față de pînza de Teleajen (sau pînza flișului curbicortical), în lungul flancului extern al sinclinalului Măgura Nebunii — Boncuța, urmînd linia tectonică marcată de Popescu (1958). Mai recent (1972), Marinescu a trasat linia menționată, dintre digitația de Bobu și pînza est-internă, pe flancul intern al aceluiași sinclinal ; cu toate că astfel a fost realizată o interpretare unitară pentru Carpații Orientali asupra succesiunii din unitatea flișului curbicortical la contactul liniei Lutu Roșu, este notat că profilele afluenților de pe dreapta văii Teleajenului la sud de Cheia scot în evidență existența unei zone largi de brecifiere în lungul flancului extern al sinclinalului amintit, sprijinind astfel primul dintre cele două puncte de vedere expuse mai sus.

Schimbarea relativ rapidă a terminologiei unităților și subunităților tectonice reflectă evoluția concepțiilor asupra structurii Carpaților Orientali, în cadrul unui proces de cunoaștere care este încă departe de a fi încheiat. În aceste condiții am adoptat sistemul de nomenclatură utilizat pentru Harta tectonică a României (1962), cu adăugirile și modificările ulterioare aduse de Patrulius et al. (1967), ca fiind cel mai adecvat pentru partea de sud a curburii Carpaților Orientali. Regiunea cercetată se situează deci în domeniul dacidelor marginale, în cuprinsul zonei de dezvoltare a subunității de Zamura-Bratocea și a subunității de Bobu.

B) ELEMENTELE STRUCTURALE ALE FLIȘULUI CRETACIC, LA OBÎRȘIA VĂILOR DOFTANA ȘI TÎRLUNG

1. Dislocații plastice

a) **Subunitatea de Zamura-Bratocea** (= pînza de Bratocea — Popescu, 1958 ; Ștefănescu, 1969 ; = unitatea de Ceahlău — Dumitrescu et al., 1962 ; = subunitatea de Bratocea-Ceahlău — Contescu, 1967 ; subunitatea de Zamura-Bratocea — Patrulius et al., 1967 și Patrulius, 1969 ; = pînza de Ceahlău — Dumitrescu, Săndulescu, 1970, pro parte).

Modul de așezare în spațiu a depozitelor eocretacice care apar la zi, în succesiune completă, între creasta munților Baiului și muntele Ciucaș — sub formă de benzi care se succed de la vest către est —

Institutul Geologic al României

este relativ simplă. Unele complicații intervin numai din cauza microcutării excesive a depozitelor formațiunii de Sinaia și prezenței cîtorva anticlinale și sinclinale, a căror dispoziție sugerează o evoluție tectonică în mai multe etape a regiunii.

În întregul lor areal de apariție la zi, depozitele formațiunii de Sinaia sînt caracterizate printr-o cutare deosebit de intensă, considerată ca fiind rezultatul alunecărilor submarine sinsedimentare (M u r g e a n u et al., 1959), sau ca rezultat al „eforturilor de forfecare prin tracțiune" a depozitelor deja consolidate ale formațiunii, determinate de împingerea exercitată de masivul Leaotei sau de subîmpingerea prin înfășurare a fundamentului acestor depozite (P a t r u l i u s, 1969).

În conformitate cu ultima ipoteză, depozitele din subformațiunea calcaroasă și, în parte, cele din subformațiunea grezoasă se situează în „zona cutelor de tracțiune" (P a t r u l i u s, 1969) fiind caracterizate de cute izoclinale în formă de Z, cu amplitudini de ordinul metrilor și vergențe îndreptate mai ales către exterior[44]. Partea superioară a subformațiunii grezoase din formațiunea de Sinaia și cele două subformațiuni cuprinse în formațiunea de Comarnic sînt de asemenea cutate intens, cutele avînd însă amplitudine mai mică și vergențele orientate mai puțin preferențial, astfel că utilizarea pozițiilor de strat pentru descifrarea ansamblului structural este încă mai discutabilă. În aceste condiții detectarea cutelor anticlinale și sinclinale din domeniul de dezvoltare la suprafață a depozitelor formațiunii de Sinaia se poate face corect numai după modul de apariție (sau de conservare) în teren a entităților stratigrafice superioare ale formațiunii, sau a celor din flișul barremian-apțian.

Ținînd seama de aceste observații, în partea de nord a anticlinoriului Zamurei am putut evidenția următoarele cute :

A n t i c l i n a l u l V a l e a P a l t i n u l u i — V a l e a T a r e și a n t i c l i n a l u l M u n t e l e T u r c u l u i — V a l e a T a r e — v î r f u l C o m l o ș. Aceste anticlinale marchează zona de ridicare axială a anticlinoriului Zamurei. Primul dintre ele este continuat către sud-vest de o falie axială, care delimitează depozitele subformațiunii calcaroase a formațiunii de Sinaia, din flancul său estic, de cele ale subformațiunii grezoase din flancul său vestic, mai coborît. Al doilea pornește de la o falie de mai mică importanță la vest de Muntele Turcului și se urmărește spre nord prin Valea Tigăilor unde, în axul său, apar depozite ale subformațiunii calcaroase și celei calcaro-grezoase, de sub cele ale subformațiunii grezoase. În continuare către nord cele două zone de ridicare

[44] Pe toate văile care deschid la zi aceste depozite (în special pe afluenții văii Mușitei în bazinul văii Doftanei) pozițiile măsurate ale stratelor formează două grupe, corespunzînd celor două flancuri ale cutelor. În funcție de gradul de deschidere se pot măsura mai ales unele sau altele dintre acestea, creîndu-se astfel premizele unor interpretări eronate. Pe teren stabilirea mai corectă a pozițiilor se poate face numai în deschiderile foarte înalte, care permit urmărirea modului de înrădăcinare a stratelor.

Institutul Geologic al României

se unesc, urmînd traseul Valea Tare—Valea Adîncă de Sus—Valea Tîrlungului—vîrful Comloș

Sinclinalul muntele Zănoaga — Piscul Dracului. Poate fi urmărit din Piscul Dracului către sud, prin Plaiul Bătrîn — muntele Zănoaga, pînă la limita superioară a subformațiunii calcaroase,

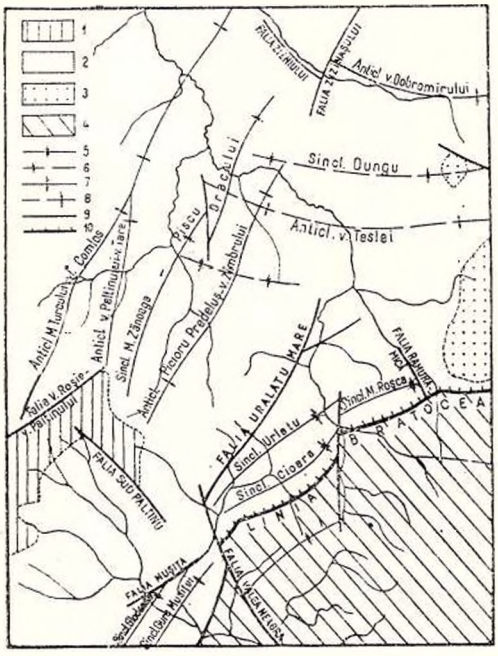


Fig. 26. — Schița tectonică a regiunii.

Subunitatea de Zamura-Bratocea : 1, prefliș ; 2, fliș (Berriasian-Aptian) ; 3, molasa albiană ; Subunitatea de Bobu : 4, fliș (Valanginian-Barremian și Aptian superior-Albian). 5, 7, axele cutelor formate în faza laramică ; 6, 8, axele cutelor formate în faza austrică nouă ; 9, falie ; 10, linie de șariaj.

Esquisse tectonique de la région. La sous-unité de Zamura-Bratocea : 1, pré-flysch ; 2, flysch (Berriasien-Aptien) ; 3, molasse albienne ; La sous-unité de Bobu : 4, flysch (Valanginien-Barrémien et Aptien supérieur-Albien) ; 5, 7, axes des plis formés pendant la phase laramique ; 6, 8, axes des plis formés pendant la phase autrichienne nouvelle ; 9, faille ; 10, ligne de charriage.

la sud de Valea Paltinului. În axul său, pe muntele Zănoaga și Plaiul Bătrîn, se păstrează depozite ale subformațiunii de Valea Mușiței din formațiunea de Comarnic.

Anticlinalul piciorul Predeluș — Valea Zimbrului. A fost identificat mai sigur doar la nord de Pasul Predeluș ; și mai la nord, în Valea Rece și Valea Zimbrului el este justificat doar de pozițiile măsurate în subformațiunea grezoasă a formațiunii de Sinaia, în aflorimente mici, insuficiente pentru o vedere de ansamblu a căderii stratelor ; pe această ultimă distanță existența lui a fost admisă mai mult teoretic.

Pe flancul estic al anticlinoriului, în sudul regiunii, depozitele barremiene și aptiene se păstrează în cadrul a două sinclinale, al căror traseu este în linii mari paralel cu fruntea pînzei de Bratocea. Ele apar decroșate către nord-vest, în sectorul Pietrele Dinților—valea Doftănița, în lungul unei falii transversale : falia Valea Neagră. Cele două sinclinale sînt :

Sinclinalul Glodesa, cu umplutura formată din depozite ale subformațiunii de Valea Mușiței ; el se continuă spre nord cu sinclinalul muntele Urlățelu, care cuprinde și depozite de fliș

Institutul Geologic al României

marno-grezos ruginiu și conglomeratele orizontului Teslei, din formațiunea de Piscu cu Brazi.

Sinclinalul Gura Mușiței, în care sînt conservate depozitele formațiunii de Comarnic, urmate de flișul marno-grezos și de conglomeratele din orizontul Teslei ; el continuă spre nord în sinclinalul Muntele Cioara și în sinclinalul muntele Roșca, unde se conservă depozite ale flișului marno-grezos din formațiunea de Piscu cu Brazi și conglomeratele aceluiași orizont ; către est, ultimul sinclinal este retezat de falia Ramura Mică. Axul anticlinalului care le separă se urmărește mai ușor numai în regiunea muntele Urlatu — Muntele Cioara — pîrîul Urlătelu ; în Valea Mușiței și în valea Doftanei spre amonte de confluența cu aceasta, cutarea excesivă a depozitelor din formațiunea de Sinaia împiedică însă trasarea lor sigură.

În nordul regiunii depozitele barremian-albiene de pe flancul estic al anticlinoriului, care au în general înclinări către est, formează cîteva cute dispuse aproximativ vest-est, paralel cu marginea pînzei (de la sud de Pasul Bratocea). Ele pot fi urmărite doar în arealul de dezvoltare mai mare a depozitelor apțiene și albiene și se datoresc evident împingerii de la nord către sud care a marcat începutul evoluției tectonice către pînză de șariaj a zonei muntelui Ciucaș :

Anticlinalul valea Teslei poate fi urmărit în depozitele formațiunii de Piscu cu Brazi, în versantul din stînga văii Teslei.

Sinclinalul Dungu urmează creasta dintre Valea Teslei și Valea Dracului. Umplutura lui este formată din conglomeratele albiene din muntele Dungu, care se ridică periclinal spre sud-est. În flancul nordic al sinclinalului (către valea Zizinului) se produce îngroșarea maximă a subformațiunii de Babarunca din formațiunea de Piscu cu Brazi.

Anticlinalul valea Dobromirului, faliat în ax, apare foarte evident pe al doilea afluent de pe dreapta văii Zizinului spre amonte de confluența cu valea Zizinașului. În flancul său nordic se dezvoltă depozitele subformațiunii de Valea Dracului din formațiunea de Piscu cu Brazi, urmate pe o grosime mică de depozite ale subformațiunii de Babarunca și, apoi, de conglomeratele din culmea vîrful Ciclomului — vîrful La Crepuri (orizontul Teslei). Flancul său sudic, foarte gros, cuprinde depozite ale subformațiunii de Babarunca, dezvoltate între axul sinclinalului și conglomeratele albiene din muntele Dungu.

b) **Subunitatea de Bobu** (= unitatea de Bobu — Ștefănescu, 1969 ; = subunitatea de Bobu — Patrulius, et al., 1967 și Patrulius, 1969 ; = subunitatea de Bobu-Bodoc — Contescu, 1967 ; = pînza de Bobu — Dumitrescu, Săndulescu, 1970).

În domeniul de Bobu, pe porțiunea de la nord de Valea Neagră, depozitele eocretacice se dispun în cadrul unui singur sinclinal deversat (sinclinalul Zănoaga), a cărui terminație periclinală către sud-vest este realizată de falia Valea Neagră. Axul sinclinalului se urmărește ușor, din versantul stîng al văii Dințeasa pînă în muntele Văii Negre, oprindu-se în falia transversală din versantul stîng al văii Tîrlungului la obîrșie. În acest punct, din cauza împingerii mai accentuate

Institutul Geologic al României

dinspre nord, depozitele subformațiunii de pîrîul Mogoș din cuprinsul formațiunii de Bobu apar cutate doar în apropierea liniei de încălecare a pînzei de Bratocea, dar păstrează totuși traseul în general semicircular al nivelelor de gresii masive în jurul conglomeratelor din muntele Babeș — Muntele Fața lui Gherghel (care marchează ridicarea periclinală a subformațiunii de Babeș din partea mijlocie a formațiunii de Bobu) pe direcția : muntele Văii Negre—Picioarele Caprei—Cheia.

2. Dislocații rupturale

Cel mai important accident tectonic care afectează depozitele cretacice din regiunea studiată îl formează linia Bratocea, care separă cele două subunități tectonice amintite mai sus. Această linie a fost identificată în bazinul văii Teleajenului de Popescu (1958), care a trasat-o pînă la sud de pasul Bratocea. Din acest punct către vest, traseul ei a fost continuat ulterior fie la limita dintre formațiunea de Sinaia și de Comarnic cu flișul apțian terminal — albian din domeniul de Bobu (Patrulius et al., 1967 ; Ștefănescu, 1969 ; harta la scara 1 : 200 000 a Institutului de Geologie și Geofizică), fie în axul „anticlinalului Zănoaga-Roșca", delimitînd la exterior zonele de apariție la zi ale „stratelor de Sinaia" (subformațiunea de Valea Mușiței) din lungul acestei cute (Avram, 1970). Din pasul Bratocea către vest, linia de încălecare se urmărește (cu caracter de pînză de șariaj) pînă la Pîrîul Porcului (afluent pe stînga văii Doftanei spre aval de confluența lui cu pîrîul Urlătelu), apoi ea se continuă printr-o falie care se poate urmări pînă în apropierea punctului de confluență a văii Doftanei cu Valea Neagră. In sectorul dintre pasul Bratocea și Pîrîul Porcului ea pune în contact formațiunea de Comarnic și formațiunea de Piscu cu Brazi din pînza de Bratocea, cu termenul inferior al formațiunii de Bobu sau, mai la sud, cu formațiunea de Podu Vîrtos din subunitatea de Bobu. Depozitele eocretacice ale subunității de Bobu sînt împinse evident de la nord către sud în zona cuprinsă între pasul Bratocea și Valea Ramura Mică (în bazinul văii Tîrlungului) și pe valea Zănoagei (în bazinul văii Doftanei). La sud de Valea Porcului falia care continuă către sud-sud-vest linia de șariaj este evidențiată doar de contactul anormal dintre conglomeratele apțian superioare din Vîrful Pietrele Dinților (orizontul Teslei) și subformațiunea de Valea Mușiței, la vest de acest vîrf ; ea urmărește flancul extern al sinclinalului cu depozite ale formațiunii de Comarnic de la gura Văii Mușiței, iar de la Valea Neagră spre sud (în afara regiunii) trece în masa de depozite ale formațiunii de Sinaia unde nu mai poate fi urmărită.

Avansarea mai mare a pînzei pe direcția văii Zănoagei a condus la formarea unei rupturi transversale în versantul din stînga văii Tîrlungului, de la Valea Cailor către sud, pînă în apropiere de Muntele Văii Negre (la cumpăna de ape dintre bazinele văii Doftanei și văii Tîrlungului. De asemenea, o ușoară împingere către exterior este evidentă pe flancul sudic al unui alt accident tectonic transversal care se poate

Institutul Geologic al României

urmări din valea Doftănița (sau Plaiul Cenușei) către sud-est, pînă în Valea Neagră: falia Valea Neagră; datorită scufundării ulterioare a flancului nordic al acestuia, între punctele menționate elementele structurale ale celor două subunități tectonice apar decroșate.

În afara accidentului tectonic major descris mai sus, au mai fost identificate cîteva falii, mai importante numai în partea de sud a regiunii, în apropierea liniei de încălcare a pinzei de Bratocea:

Falia Mușița și falia Urlatu Mare au în flancul vestic subformațiunea grezoasă din formațiunea de Sinaia, mai ridicată și împinsă peste depozitele barremiene și aptiene ale formațiunii de Comarnic și subformațiunii de Valea Dracului din formațiunea de Piscu cu Brazi. Prima dintre ele se evidențiază între Valea Mușiței și Muntele Mușița, conducînd la dispariția flancului vestic al sinclinalului valea Glodeasa; ultima pune în contact depozitele bedouliene și gargasiene de la obîrșia văii Urlatu Mare (subformațiunea de Valea Dracului) cu depozite cel mult hauteriviene din subformațiunea grezoasă a formațiunii de Sinaia. Ambele falii sînt mai mult sau mai puțin longitudinale.

Falia valea Zizinașului, cu direcție nord-nord-est — sud-sud-vest, trasată deja pe harta geologică la scara 1:200 000, foaia Brașov și pe harta tezei lui Grăf (1975), se urmărește numai în parte pe teritoriul cercetat, în versantul din stînga văii Zizinașului pînă în valea Zizinului. Ea determină decroșarea faliei valea Zizinului și, la nord de aceasta, delimitează depozitele de fliș grezos și conglomeratic, aptian superior — albiene, de la vest, de depozitele barremian superioare ale subformațiunii de Valea Dracului, din flancul său estic. Deosebirile de facies, destul de mari, dintre cele două flancuri, permit considerarea ei ca linie facio-structurală majoră, a cărei amorsare spre sud are loc în versantul din stînga văii Zizinului.

Falia valea Zizinului, evidențiată de Murgeanu et al. (1959), determină decroșarea către est a subformațiunii de Valea Mușiței, în flancul său vestic. Decroșată la rîndul său de falia valea Zizinașului, ea se continuă în versantul din dreapta văii Zizinului ca falie axială a anticlinalului valea Dobromirului.

În același areal, ceva mai la sud, ridicarea și împingerea către est a depozitelor formațiunii de Sinaia care apar în Muntele Mușița a determinat formarea unei falii transversale în versantul sudic al acestui munte: falia Sud-Paltinu.

În sfîrșit, depozitele subformațiunii de Valea Mușiței care apar în Plaiul Bătrîn sînt, în parte, ridicate în flancul estic al unei falii de importanță locală, iar în Valea Ramura Mică, de la ivirea de depozite ale subformațiunii de Valea Mușiței către nord-vest, se poate identifica pe cca 1 km o falie mai puțin importantă, în care se oprește sinclinalul muntele Roșca.

Institutul Geologic al României

C) EVOLUȚIA TECTONICĂ A REGIUNII

Primele date sigure care indică începutul mișcărilor de cutare în geosinclinalul flișului Carpaților Orientali se situează în intervalul Barremian-Apțian inferior : grosimea variabilă chiar pe distanțe mici, mergînd pînă la dispariția completă a depozitelor barremiene și bedouliene pe anumite profile, indică clar existența unor zone în curs de ridicare pe flancurile anticlinoriului Zamura, chiar din timpul Barremianului (zona pasul Predeluș — muntele Prișcu ; zona Bratocea — Babarunca — Muntele Cailor, etc.). Astfel, în pînza de Ceahlău, la curbura Carpaților, în etajul structural mediu (fide Dumitrescu et al., 1962), subetajul austric se divizează la rîndul său datorită unor mișcări tectonice embrionare, ce corespund fazei austro-alpine (Patrulius, 1969). Întreruperea sedimentării a avut loc în general între Barremianul superior și Gargasian sau, într-un singur punct situat în zona axială a anticlinoriului (vîrful Tîlfa și versantul estic al acestuia), între Barremian și Clansayesian. Aceste mișcări de cutare au determinat schimbări în morfologia bazinului de sedimentare, cu consecințe în variația faciesurilor, în rata progresiv mai mică a sedimentării depozitelor apțiene și albiene de la nord către sud (în arealul regiunii) și, în final, în deplasarea către exterior a domeniului de sedimentare a flișului cretacic.

În zona anticlinoriului Zamura, în intervalul Tithonic — Apțian inferior, nu se poate vorbi despre o diferențiere a depozitelor în funcție de poziția pe care o ocupă în raport cu marginile bazinului de sedimentare : în întregul areal al anticlinoriului deasupra subformațiuni calcaroase din formațiunea de Sinaia, ale cărei caractere de prefliș au fost subliniate în repetate rînduri (Murgeanu et al., 1963 ; Contescu, 1967 ; Ștefănescu, 1972), se dezvoltă depozite de fliș calcaro-grezos și de fliș grezos (subformațiunea grezoasă din formațiunea de Sinaia) sau de fliș marnos cu brecii (formațiunea de Comarnic). La nivelul Barremianului inferior înlocuirea depozitelor subformațiunii de Plaiul Șirnei prin cele ale subformațiunii de Valea Mușiței are loc mai ales longitudinal (către nord-est), deci nu poate fi încă vorba de o poziție proximală sau distală a uneia în raport cu cealaltă. Aceiași observație este valabilă și în ceea ce privește substituirea părții superioare a formațiunii de Comarnic prin depozitele subformațiunii de Valea Dracului din baza formațiunii de Piscu cu Brazi.

Ca urmare a mișcărilor austro-alpine, la exteriorul domeniului de sedimentare a flișului marno-grezos ruginiu (subformațiunea de Babarunca din formațiunea de Piscu cu Brazi) a luat naștere o zonă de fliș mai fin (formațiunea de Podu Vîrtos), care constitue faciesul distal al flișului clansayesian în subbazinul în care s-au format depozitele flișului intern.

În sfîrșit, în Albian zonarea faciesurilor de la interior către exterior (fig. 27) este mult mai evidentă, în legătură cu migrarea către ex-

Institutul Geologic al României

terior a zonei de formare a flișului și cu deschiderea la zi a depozitelor de această vîrstă pe un areal mai mare : conglomeratele de Ciucaș — Zăganu (paramolasă) sînt înlocuite către sud și est prin flișul grosier de Bobu (flișul proximal albian), al cărui corespondent distal îl constitue „seria" de Teleajen (C o n t e s c u, 1967).

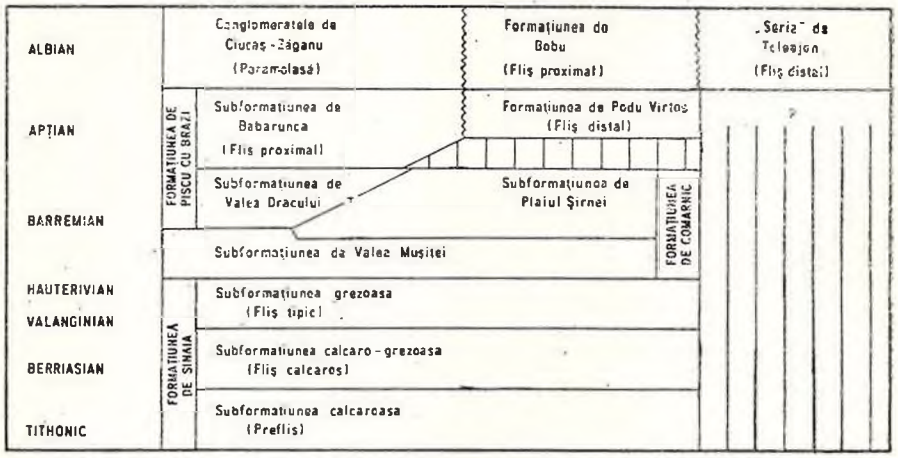


Fig. 27. — Variația în timp și spațiu a faciesurilor flișului cretacic intern de la curbura Carpaților Orientali (după Contescu, 1967, modificat).

Variation dans le temps et dans l'espace des faciès du flysch crétacique à la sous-zone interne de la courbure des Carpates Orientales (après Contescu 1967, modifié).

Depozitele hemipelagice ale „seriei" de Dumbrăvioara care se dispun transgresiv deasupra depozitelor cretacic inferioare în domeniul de Zamura-Bratocea, de Bobu și de Teleajen (în afara regiunii) constitue depozitele de șelf, de la începutul ciclului de sedimentare cretacic superior, ale bazinului de sedimentare a flișului (migrat către est în urma mișcărilor austrice noi), reprezentînd postflișul domeniului intern al Carpaților Orientali (fide C o t e s c u, 1967).

Faza austrică nouă (mezocretacică) a determinat o întrerupere a sedimentării cu caracter aproape general în flișul intern, între Albian (?Vraconianul inferior) și Vraconianul superior. În acest timp a avut loc formarea cutelor orientate aproximativ est-vest, care s-au conservat apoi mai ales în arealul de răspîndire a flișului marno-grezos apțian și care constituiau ecoul „primelor mișcări de avansare ale pînzei getice peste autohtonul danubian" în Carpații Meridionali (C o d a r c e a et al., 1961).

Subetajul structural laramic începe cu depozite vraconian superioare, a căror existență în apropierea regiunii cercetate, deasupra con-

Institutul Geologic al României

glomeratelor de Ciucaș-Zăganu, a fost semnalată în literatura geologică recentă (Ștefănescu, Zamfirescu, 1964).

În cea de a doua fază de paroxism orogenic, cea laramică, de la sfîrșitul Cretacicului, împingerea dinspre vest și nord-vest a determinat formarea cutelor orientate aproximativ nord-sud din domeniul de apariție la zi a formațiunii de Sinaia ; intersectarea celor două direcții de cutare a avut ca efect ridicări și coborîri axiale (evidențiate de modul de conservare, ca petece, a depozitelor subformațiunii de Valea Mușitei, deasupra celor din formațiunea de Sinaia). Cea mai importantă consecință a acestei faze a fost însă împingerea puternică a domeniului de Zamura-Bratocea și celui de Bobu peste domeniul flișului curbicortical, pînă la formarea de pînze de șariaj [45]. Într-o zonă mai internă ea a provocat ridicarea depozitelor formațiunii de Sinaia în lungul faliei Mușitei și faliei Urlatu Mare și deplasarea lor către exterior. Mișcările ulterioare punerii în loc a pînzei de Bratocea au avut ca rezultat mai ales formarea unor accidente rupturale de amploare mai mică, afectînd această linie (falia Valea Neagră, falia de la est de muntele Cioara, falia valea Zizinului și falia valea Zizinașului) și care urmează în parte direcțiile cutelor formate în prima fază de cutare, dintre cele două menționate mai sus.

În ceea ce privește mișcările neotectonice sînt de semnalat două fapte, legate de modul de dispunere al teraselor : (1) caracterul clar divergent al teraselor superioare ale văilor Doftana Ardeleană și Doftana de Prahova, care se situează mai aproape de zona axială a anticlinoriului Zamura și au aproximativ direcție meridiană de curgere ; (2) dispunerea teraselor-con ale văii Doftana Ardeleană și văii Gircinului în poziție aval față de sensul de curgere al văii Tîrlungului și în poziție vestică față de propriul lor curs actual.

Primul fapt denotă existența unor mișcări de ridicare a regiunii muntoase în Cuaternar, cu caracter mai activ în zona centrală a anticlinoriului Zamura. Al doilea conduce la concluzia ridicării mai active a zonei Baiu — Piatra Mare în raport cu zona Ciucașului, în momentele de început ale eroziunii exercitate de văi în nivelul lor superior de aluvionare.

[45] Între valea Teliului și Pasul Bratocea (între semifereastra Teliului și semifereastra de la Cheia) amploarea încălecării atinge cel puțin 16 km, iar dacă considerăm depozitele turoniene-senoniene de pe Valea Popii (dincolo de limita nordică a regiunii) în fereastră tectonică (fide Filipescu et al., 1963 ; Gr ă f, 1969 ; Kusko et al., 1970 — Arh. I.G.P.S.M.S., București), șariajul atinge cel puțin 20 km ; dintre aceștia numai aproximativ 5 km se situează deasupra formațiunii de Bobu, iar restul se dispun peste Cretacicul superior al unității de Teleajen. Această ultimă interpretare este confirmată de datele sondei nr. 1 Teliu (fide Hristescu et al., 1968) : amplasată la cca 3,5 km W de fruntea subunității de Zamura-Bratocea, sonda a întîlnit depozitele cretacic-superioare ale unității de Teleajen la 1040 m adîncime.

Institutul Geologic al României

În sfîrșit, corelînd situația existentă pe versantul nordic al zonei muntoase cu cea de pe versantul sudic, unde caracterul divergent al nivelelor de aluvionare s-a menținut și la terasele inferioare, se ajunge la concluzia existenței unei stabilități relative după formarea teraselor superioare pe versantul transilvan și a continuării ridicării în bloc a întregei zone muntoase pînă foarte recent sau chiar pînă în prezent.

D) ÎNCADRAREA REGIUNII ÎN ANSAMBLUL STRUCTURAL AL CURBURII CARPAȚILOR ORIENTALI

Cercetările geologice de amănunt realizate în ultimii ani asupra depozitelor cretacice care apar la zi în zona de curbură a Carpaților Orientali, au fost în general însoțite de corelări cu zonele facio-structurale situate la nord și la sud. Dintre acestea, numai cele dinspre nord au avut un caracter mai controversat, din cauza acoperirii unei zone destul de largi cu depozitele levantine și cuaternare ale depresiunii Bîrsei. Către sud și sud-vest similitudinea de facies și urmărirea din aproape în aproape a zonelor facio-structurale a permis corelarea lor pe distanțe mari, pînă la zona de afundare a flișului cretacic sub depozitele mai noi, la vest de valea Ialomiței.

Flancul sud-vestic al anticlinoriului Zamura păstrează în masivul Piatra Mare și masivul Bucegi o succesiune în cea mai mare parte comparabilă cu a flancului estic, din zona cercetată de noi. În arealul acestor masive, o linie de fractură importantă separă domeniul de fliș cretacic de domeniul cu fundament getic al depresiunii Dîmbovicioarei (Patrulius et al., 1967 ; Patrulius, 1969).

Flancul sud-estic al anticlinoriului, studiat în detaliu destul de recent, a evidențiat în flișul cretacic intern, la meridianul văii Prahovei, mai multe zone facio-structurale (Ștefănescu, 1969), a căror corelare către nord în lungul aceluiași flanc este în cea mai mare parte confirmată de cercetările actuale ; existența pînzei de Bratocea este admisă atît în partea de nord a bazinului văii Doftana — pînă la Valea Neagră, cît și în valea Prahovei și valea Leurzii (Ștefănescu, 1969) unde însă succesiunea Cretacicului inferior al subunității de Bobu, din fața acesteia, se încheie cu formațiunea de Podu Vîrtos. Continuitatea liniei Bratocea între Valea Neagră, la sudul regiunii studiate, și valea Prahovei este însă greu de argumentat în lipsa depozitelor aptian-superioare (clansayesiene) și albiene în faciesurile caracteristice subunității de Bobu pe întreaga zonă de la sud-vest de Trăisteni. În acest areal, prezența gresiilor masive cu orbitoline, de vîrstă gargasiană (între sud-Secăria — valea Doftanei și la gura văii Negrașului, la Trăisteni), pînă în arealul de dezvoltare a formațiunii de Bobu, nu are o semnificație tectonică ; ele fac parte, aici, atît din succesiunea depozitelor din pînza de Bratocea cît și din a celor din subunitatea de Bobu : este foarte sigură prezența lor în substratul formațiunii de Podu Vîrtos sau formațiunii de Bobu (la intrarea în cheile Teșilei și în valea Ermeneasa). Astfel, domeniul în care trebuie căutată continuarea liniei Bratocea, la sud de Valea Neagră și la est de Secăria, se situează între Muntele Rusu cu

Institutul Geologic al României

Lacuri (în care succesiunea depozitelor cretacic inferioare cuprinde Apţianul superior fosilifer[46], în faciesul caracteristic pînzei de Bratocea) şi zona de afloriment a flişului de Bobu dintre Trăisteni-Cheile Teşilei-Secăria. Ţinînd însă seama de faciesul asemănător al depoziteor eocretacice din cele două domenii (de Bratocea şi de Bobu) în sectorul Secăria — Valea Neagră, cu excepţia celor din intervalul Clansayesian-Albian şi existenţa aici, în ambele domenii, a întreruperii de sedimentare de la partea inferioară a Apţianului, este probabilă apropierea lor geografică iniţială (şi, deci, o foarte mică valoare a încălecării în lungul liniei de Bratocea în acest sector) sau aparteneneţa ambelor la o zonă ridicată foarte largă, în care procesul de sedimentare a fost întrerupt în Apţianul inferior.

La exteriorul domeniului de Bobu, linia tectonică majoră care îl separă de flişul curbicortical a fost urmărită către sud de sinclinalul Măgura Nebunii-Boncuţa pînă la vest de valea Doftanei (Ştefănescu et al., 1965[47]; Popovici, 1969). Existenţa acestei linii în valea Prahovei a fost de asemenea argumentată recent, ca şi continuarea ei către vest pînă în valea Ialomiţei, pe sub sinclinalul Slănic (Ştefănescu, 1969).

Extinderea domeniului de Bobu mai la vest de valea Prahovei — pînă în valea Ialomiţei — a fost de asemenea acceptată pe baza prezenţei depozitelor sale clansayesiene (formaţiunea de Podu Vîrtos), în cuprinsul „digitaţiei de Comarnic" (Ştefănescu, 1971).

Corelarea către nord a zonelor facio-structurale în discuţie este mult mai complicată şi mai greu de soluţionat în momentul de faţă din cauza prezenţei depresiunii Bîrsei, ale cărei depozite levantin-cuaternare maschează un sector al flişului intern în care se produc importante schimbări de facies. Continuarea către nord a domeniului de Zamura-Bratocea a fost considerată fie în munţii Bodocului (Patrulius et al., 1967; Patrulius, 1969), fie în munţii Baraolt (Săndulescu et al., 1972[48]), fie s-a presupus afundarea sa spre nord, avînd totuşi continuare în anticlinalul Baraoltului, dispus în releu ceva mai la interior (Contescu, 1966).

Schimbările de facies către nord încep încă de la sud de valea Teliului. Depozitele eocretacice de pe această vale prezintă unele particularităţi de facies care le situează mai aproape de termenii inferiori ai flişului de Bobu, prin depozitele cuprinse între formaţiunea de Sinaia (sau de Comarnic) şi conglomeratele albiene; aici „stratele de valea Fătăciunii", situate deasupra flişului grezos apţian mediu şi suportînd conglomeratele poligene care se extind pînă la limita de nord a regiunii discutate aici, în sinclinalul Teliu, prezintă pachete de şisturi argilo-grezoase cu *Leymeriella*, întru totul comparabile cu pachetul şistos bazal al formaţiunii de Bobu din subunitatea tectonică situată imediat la

[46] Boldor et al., 1968. Arh. I.G.P.S.M.S., Bucureşti.

[46] Arh. I.G.P.S.M.S., Bucureşti.

[47] Arh. I.G.P.S.M.S., Bucureşti.

[48] Arh. I.G.G., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

exterior. Pe această bază, delimitarea de către Contescu (1967, 1969) a zonei faciostructurale de Bobu-Bodoc, sau de Săndulescu et al., (1972 [49]) a digitației de Bodoc — cu poziție externă în cadrul pînzei de Ceahlău, începînd chiar din nordul regiunii (din versantul nordic al văii Zizinului), este justificată.

VI. PALEOGEOGRAFIA

Cercetătorii care au abordat studiul flișului cretacic de la curbura Carpaților, începînd cu Murgeanu (1934) apoi Murgeanu et al. (1963), Mihăilescu (1967), Patrulius (1969), au avut cu toții în vedere existența unei zone de ridicare sinsedimentară a fundului bazinului de sedimentare, pe teritoriul actual de apariție la zi a formațiunii de Sinaia din anticlinoriul Zamurei. De asemenea, a fost indicată existența probabilă a unei cordiliere externe, care constituia sursa elementelor de șisturi cristaline mezozonale din arenitele formațiunii de Sinaia, formațiunii de Comarnic și flișului apțian (Murgeanu et al., 1963; Patrulius, 1969).

Imaginea paleogeografică dată în 1931 de Murgeanu (1934) cuprindea la est de țărmul bazinului de sedimentare constituit de masivul cristalin al Făgărașului: geanticlinalul emers al Leaotei, geanticlinaul submers a Zamurei, situat mai la exterior și cordiliera submersă „de Breaza", ultima avînd rol funcțional în dirijarea sedimentării mai ales în Albian.

O imagine mai detaliată a fost realizată de același autor împreună cu colaboratorii săi în 1963, la această dată ridicarea Leaotei și o alta „de șisturi cristaline mezozonale" fiind imaginate sub forma de cordiliere între care, începînd din Barremian, se schițează aria de ridicare Zamura.

Mihăilescu, în 1967 și Patrulius, în 1969, au precizat încă mai mult valoarea acestor zone de ridicare ca surse de material pentru flișul eocretacic din domeniul intern al Carpaților de curbură, adăugînd date noi de ordin sedimentologic și de compoziție a arenitelor, la schema deja prezentată în 1963.

Datele de care dispunem în prezent (și care au fost prezentate în capitolele anterioare) privind variațiile în grosimea și vîrsta entităților litostratigrafice pe diferite profile permite precizarea și detalierea imaginii de ansamblu prezentate de autorii menționați.

În jumătatea vestică a regiunii — pe zona axială a anticlinoriului — subformațiunea grezoasă din formațiunea de Sinaia suportă depozitele formațiunii de Comarnic, conservate în mici sinclinale și, în raporturi de discontinuitate stratigrafică, conglomeratele Apțianului superior (din muntele Tîlfa). Discontinuitatea stratigrafică se datorează întreruperii sedimentării în Barremianul superior și în Apțian, din cauza

[49] Arh. I.G.G., București.

Institutul Geologic al României

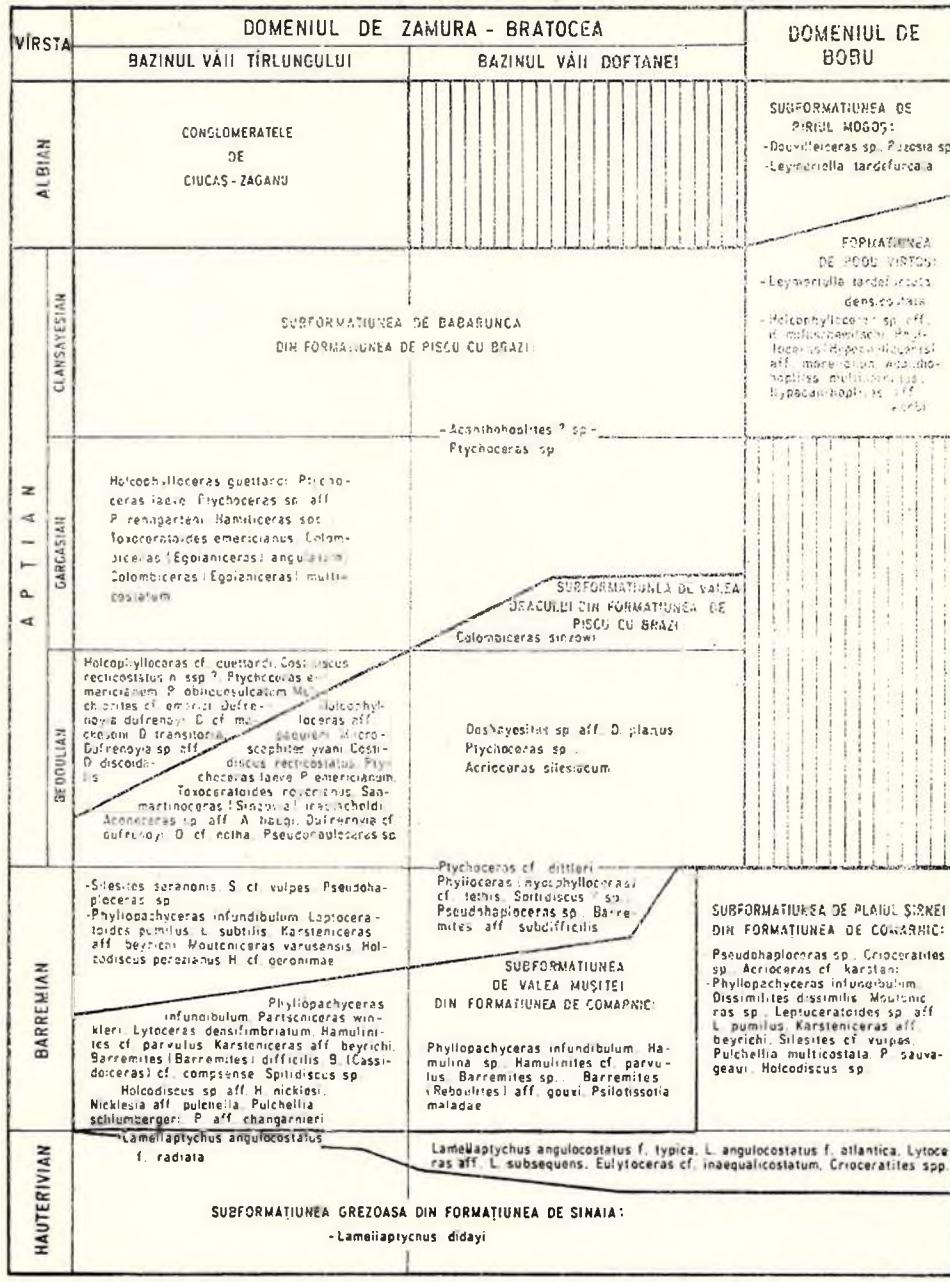


Fig. 28. — Macrofosilele flișului eocretacic din bazinul superior al văii Doftanei și al văii Tîrlungului.

Les macrofossiles du flysch éocrétacique des bassins supérieurs des vallées de la Doftana et du Tîrlung.

Institutul Geologic al României

ridicării puternice a fundului bazinului de sedimentare ; acest fapt este dovedit și de direcția curenților care, începînd din barremian, ocolesc pe la vest, nord sau sud o zonă ridicată, situată în arealul actual al munților Baiului (fide M i h ă i l e s c u, 1967).

În cadrul acestei zone în curs de ridicare depunerea mai activă a materialului care a format ulterior subformațiunea de Valea Mușiței și subformațiunea de Plaiul Șirnei din cuprinsul formațiunii de Comarnic a avut loc numai pe anumite aliniamente, corespunzînd probabil unor jgheaburi sau zone de adîncime mai mare. Astfel se explică variațiile mari în grosimea subformațiunii de Valea Mușiței pe flancul vestic al anticlinoriului : de la 500—700 m în Valea Dracului și valea Tîrlungului (între pîrîul Borzoș și Valea Zimbrului), la cca 100 m pe valea Urlatu Mare (la obîrșia văii Tîrlungului) și din nou la cca 200—250 m în Valea Mușiței.

Existența Barremianului superior și Bedoulianului inferior este probată paleontologic numai în cadrul subformațiunii de Valea Dracului din formațiunea de Piscu cu Brazi (fig. 28). Extinderea acesteia către est este însă destul de restrînsă acolo unde ea poate fi urmărită (datorită deschiderii la zi în cîteva butoniere a depozitelor inferioare subformațiunii de Babarunca), în partea de sud a regiunii : între valea Richitei — valea Urlătelu (în bazinul superior al văii Doftanei) — valea Urlatu Mare — pîrîul Borzoș — Valea Dracului (în bazinul văii Tîrlungului), în valea Roșca și valea Babarunca. Grosimea maximă a subformațiunii de Valea Dracului în profilul tip coincide probabil cu zona sa de extindere maximă către est (fig. 29) în momentul de față imposibil de verificat datorită acoperirii sale de depozitele subformațiunii de Babarunca.

În același areal Bedoulianul superior și Gargasianul îmbracă două faciesuri : la sud (pe cumpăna de ape dintre valea Doftanei și valea Tîrlungului) ele se mențin în cadrul subformațiunii de Valea Dracului, iar către nord și, în parte, către est, ele sînt cuprinse în partea inferioară (de sub orizontul Teslei) a subformațiunii de Babarunca.

Mai la exterior, în partea de sud și de est a zonei de depunere a subformațiunii de valea Babarunca, aceasta se dispune direct peste subformațiunea de Valea Mușiței din formațiunea de Comarnic (în valea Tîrlungului spre aval de confluența cu Valea Cailor și în valea Urlătelu), iar fosilele recoltate din depozitele sale (fig. 28) indică vîrste mai noi de la vest către est : Bedoulian superior în aval de Valea Teslei ; Gargasian superior în valea Roșca și valea Zănoagei, la distanță progresiv mai mică față de bază. Se conturează astfel o a doua zonă de ridicare a depozitelor formațiunii de Sinaia, situată la est de anticlinoriul Zamurei, a cărei elevație maximă s-ar situa (în cadrul pînzei de Bratocea) în Pasul Bratocea [50]. Funcționarea acestui prag și în Clansayesian este do-

[50] De la limita inferioară pînă la conglomeratele orizontului Teslei subformațiunea de Babarunca atinge aici cca 330 m față de aproximativ 1500 m în versantul din stînga văii Zizinului.

Institutul Geologic al României

vedită de micşorarea de la vest către est a grosimii pachetului de fliş marno-grezos cuprins între orizontul Teslei şi conglomeratele de Ciucaş-Zăganu : de la 500—600 m la vest de muntele Dungu, pînă la dispariţia sa completă la obîrşia văii Teleajenului. Această zonă de ridicare

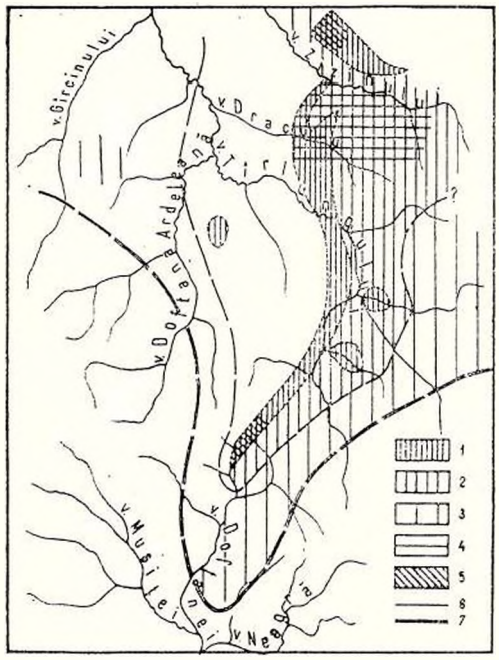


Fig. 29. — Zonele de sedimentare a flişului marnos (subformaţiunea de Valea Dracului) şi flişului marno-grezos ruginiu (subformaţiunea de Babarunca) din formaţiunea de Piscu cu Brazi, pe flancul de nord-est al anticlinoriului Zamurei, în intervalul Bedoulian—Gargasian. Subformaţiunea de Valea Dracului : 1, zone actuale de afloriment ; 2, zona de dezvoltare probabilă, sub depozitele subformaţiunii de Babarunca ; Subformaţiunea de Babarunca ; 3, zona actuală de afloriment ; 4, zone de grosime maximă ; 5, zone de condensare ; 6, 7, limita arealului de depunere a subformaţiunii de Valea Dracului (6) şi a subformaţiunii de Babarunca pînă în Gargasian.

Zones de sédimentation du flysch marneux (la sous-formation de Valea Dracului) et du flysch marno-gréseux rouille (la sous-formation de Babarunca) de la formation de Piscu cu Brazi, sur le flanc de nord-est de l'anticlinorium Zamura, dans l'intervalle Bedoulien-Gargasien.

Sous-formation de Valea Dracului : 1, zone actuelle d'affleurement ; 2, zone de développement probable, sous les dépôts de la sous-formation de Babarunca ; sous-formation de Babarunca : 3, zone actuelle d'affleurement ; 4, zone d'épaisseur maximum ; 5, zone de sédimentation condensée ; 6, 7, Limite de l'aréal de déposition de la sous-formation de Valea Dracului (6) et de la sous-formation de Babarunca jusqu'au Gargasien.

se poate urmări în afara regiunii către sud, în lungul văii Doftanei pînă la Teşila şi de acolo spre vest către Secăria. Pe flancul ei de nord-vest, la vest de muntele Rusu cu Lacuri, deasupra formaţiunii de Comarnic se află un fliş grezos de vîrstă bedoulian (?) — clansayesiană, urmat de conglomeratele cu blocuri mari de calcare, din orizontul Teslei. Pe flancul său de sud-est se păstrează în mod excepţional Gargasianul, reprezentat prin gresii masive cu orbitoline, de tipul celor din Vîrful Rădăcinii, urmate de depozitele albiene ale flişului de Bobu.

Institutul Geologic al României

În domeniul flișului de Bobu, ridicarea fundului se manifestă pînă la jumătatea Apțianului, sedimentarea flișului marno-grezos al formațiunii de Podu Vîrtos și celui grezos al formațiunii de Bobu începînd în Clansayesian sau, pe unele aliniamente (în versantul stîng al văii Dof-

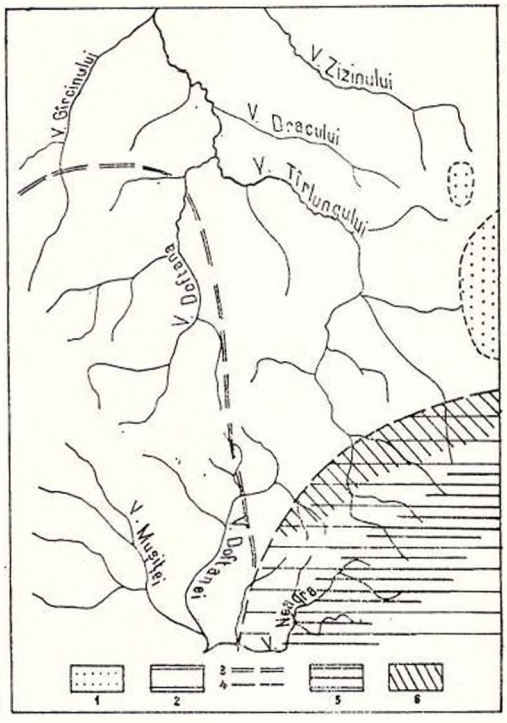


Fig. 30. — Zone de sedimentare ale depozitelor albiene pe flancul estic al anticlinoriului Zamurei. 1, Zone actuale de afloriment ale molasei albiene ; 2, zona actuală de afloriment a formațiunii de Bobu ; 3, 4, Limita arealului de depunere a molasei albiene (3) și a flișului de Bobu (4) ; 5, zone de grosime maximă a depozitelor ; 6, zone de condensare.

Zones de sédimentation des dépôts albiens sur le flanc d'est de l'anticlinorium Zamura.

1, Zones actuelles d'affleurement de la molasse albienne ; 2, zone actuelle d'afleurement de la formation de Bobu ; 3, 4, limite de l'aréal de sédimentation de la molasse albienne (3) et du flysch de Bobu (4) ; 5, zones d'épaisseur maximum des dépôts ; 6, zones à sédimentation condensée.

tanei imediat la nord de Trăisteni ; în valea Ermeneasa), chiar la începutul Albianului.

În Albian se produce adîncirea bazinului de sedimentare și în domeniul formațiunii de Bobu. Această adîncire atinge valorile cele mai mari pe aliniamentul Valea Neagră — muntele Babeș — Cheia, unde se situează zona de acumulare maximă a depozitelor acestei formațiuni. Judecînd după scăderea grosimii depozitelor din formațiunea de Bobu către sud (în bazinul văii Doftanei), zona de fund înalt se deplasează în Albian către exterior, situîndu-se probabil la limita arealelor de răspîndire ale flișului de Bobu și celui de Teleajen.

Toate datele expuse pînă aici pledează pentru formarea depozitelor din cele două subunități tectonice în cadrul unui singur bazin, în care sedimentarea era dirijată de schimbările destul de active, în morfologia fundului. În acest sens, începînd din Albian, un rol important l-a avut zona de ridicare Valea Neagră — valea Zănoagei — valea Cailor — Valea Ramura Mică (pe care ulterior s-a produs și încălcarea pîn-

Institutul Geologic al României

zei de Bratocea), care a separat domeniul de formare a conglomeratelor de Ciucaș-Zăganu de domeniul de Bobu.

În condițiile prezentate, aportul materialului se putea face mai ales longitudinal. O excepție o constituiau probabil marile olistolite care, rupte din faleza estică a Leaotei, veneau să se insedimenteze la anumite nivele în flișul eocretacic. Existența corpurilor mari de calcare, dintre care unele în poziție naturală și înconjurate de rudite formate din calcare de același tip, au condus la ideea formării lor ca recifi în loc. De aici s-a tras concluzia existenței unei zone de fund înalt, cu condiții favorabile formării recifilor, în interiorul bazinului de formare a flișului (Murgeanu et al., 1963 ; Patrulius, 1969). Aceste condiții au existat într-adevăr în intervalul Barremian-Apțian inferior pentru o zonă situată mai aproape de țărmul format de masivul Leaotei, sau în zona de ridicare Valea Cailor și la est de aceasta, de unde provine probabil materialul resedimentat în Apțianul terminal (orizontul Teslei). Deci în acest interval au existat în bazinul fișului condiții de temperatură, salinitate, aerație, etc. favorabile extragerii biochimice a carbonatului de Ca din apa mării. În același timp, în largul bazinului de sedimentare au existat zone slab aerate sau chiar cu condiții de sedimentare euxinică (formațiunea de Comarnic, subformațiunea de Valea Dracului din formațiunea de Piscu cu Brazi), denotate de abundența piritei și de existența unor secvențe disodiliforme.

VII. CONCLUZII

Depozitele cretacice care apar la zi în regiunea cercetată se încadrează în două succesiuni parțial diferite, dezvoltate în cuprinsul celor două subunități tectonice (ale dacidelor marginale) identificate în regiune : subunitatea de Zamura-Bratocea și subunitatea de Bobu. Entitățile litostratigrafice pe care aceste depozite le formează au fost grupate în lucrare conform clasificării propuse la Congresul Geologic Internațional de la Montreal (1970) (codul Hedberg), în formațiuni și subformațiuni. Pentru o parte din ele, cu titulatură anterioară provenind de la compoziția lor litologică (ex. complexul marno-grezos ruginiu) au fost propuse denumiri după profilele tip, alese în funcție de descrierile originale, în locurile considerate tipice de către autorii care le-au introdus.

Astfel, succesiunea depozitelor cretacice din regiune este următoarea :

Subunitatea de Zamura-Bratocea

Conglomeratele de Ciucaș-Zăganu

Formațiunea de Piscu cu Brazi
- Subformațiunea de Babarunca
- Subformațiunea de Valea Dracului
- Subformațiunea de Purcăreni

Formațiunea de Comarnic
- Subformațiunea de Plaiul Șirnei
- Subformațiunea de Valea Mușitei

Institutul Geologic al României

Formațiunea de Sinaia	Subformațiunea grezoasă Subformațiunea calcaro-grezoasă Subformațiunea calcaroasă
Subunitatea de Bobu	
Formațiunea de Bobu	Subformațiunea de Babeș Subformațiunea de pîrîul Mogoș
Formațiunea de Podu Vîrtos	
Formațiunea de Comarnic	Subformațiunea de Plaiul Șirnei Subformațiunea de Valea Mușiței
Formațiunea de Sinaia	Subformațiunea grezoasă

Dintre acestea, două entități litostratigrafice nu au fost separate pînă acum : subformațiunea calcaro-grezoasă, de tranziție de la cea calcaroasă la cea grezoasă, în cuprinsul formațiunii de Sinaia și subformațiunea de Valea Dracului, la partea inferioară a formațiunii de Piscu cu Brazi. Prima dintre acestea își datorează aspectul mixt, de tranziție, fluidizării mîlurilor calcaroase ale subformațiunii inferioare a formațiunii de Sinaia în anumite zone și redepunerii lor în cuprinsul unor pachete de strate avînd deja litologia subformațiunii grezoase ; ultimul reprezintă echivalentul marnos al părții superioare a formațiunii de Comarnic, într-o regiune unde aceasta din urmă nu se mai întîlnește.

Vîrsta entităților litostratigrafice recunoscute în regiune a fost precizată pe baza a numeroși amoniți, recoltați mai ales din intervalul Barremian-Apțian, și pe baza studiului microbiofacial al calcarelor (pentru stratele de trecere de la Jurasic la Cretacic). A fost dovedit astfel că : (1) formațiunea de Sinaia este în parte tithonică prin subformațiunea sa inferioară (subformațiunea calcaroasă) ; (2) vîrsta subformațiunii de Valea Mușiței este exclusiv barremiană în profilul văii Tîrlungului și cuprinde și Hauterivianul superior în profilul Văii Mușiței (la limita sudică a regiunii) ; (3) subformațiunea de Plaiul Șirnei, din cuprinsul aceleiași formațiuni, este de vîrstă numai barremiană în cadrul regiunii ; (4) subformațiunea de Valea Dracului din formațiunea de Piscu cu Brazi are vîrsta barremian superioară — gargasiană în sudul regiunii (în muntele Urlătelu) și barremian inferior terminală — bedouliană în partea de nord (Valea Dracului) ; (5) subformațiunea de Babarunca, din aceiași formațiune, se situează în intervalul Bedoulian superior — Clansayesian, nivelul cu intercalații de conglomerate și de gresii masive de la partea sa superioară fiind clansayesian (6). În domeniul de Bobu, formațiunea de Podu Vîrtos, de vîrstă clansayesiană, trece pe anumite profile (Valea Neagră) în Albian (7) ; subformațiunea de pîrîul Mogoș, din baza formațiunii de Bobu (care începe printr-un nivel-reper litologic de marne siltice în plăci) este cuprinsă în cea mai mare parte în Albianul inferior (8).

„Stratele" de Azuga din regiune se situează la două nivele în cuprinsul formațiunii de Sinaia, dintre care cel inferior (din valea Dofta-

Institutul Geologic al României

na Ardeleană) — la nivelul silicifierilor din Muntele Manole şi al „stratelor" de Azuga din valea Prahovei.

Precizarea vîrstei entităţilor litostratigrafice pe diferite profile a permis alte concluzii de ordin mai general : (1) considerarea acestor entităţi ca „orizonturi", aşa cum au fost separate în literatură, este improprie din cauza heterocroniei lor evidente pe anumite profile, în intervalul Hauterivian superior — Aptian ; (2) calcarele algolitice cuprinse în conglomeratele orizontului Teslei reprezintă olistolite de vîrstă cel mult gargasiană insedimentate în Clansayesian ; (3) dezvoltarea mare a breciilor are loc în Barremian (local şi în Hauterivianul terminal), în cuprinsul a trei faciesuri : subformaţiunea de Valea Muşiţei şi subformaţiunea de Plaiul Şirnei din cadrul Formaţiunii de Comarnic şi subformaţiunea de Purcăreni din formaţiunea de Piscu cu Brazi ; prezenţa breciilor la acest nivel este generală, în cuprinsul dacidelor marginale, în flişul cretacic al Carpaţilor Orientali, nivelul cu brecii avînd astfel valoare de orizont.

Direcţiile de transport al materialului, ca şi studiul elementelor din ruditele şi arenitele flişului eocretacic permit concluzia provenienţei acestuia mai ales dinspre interior, din zona Leaotei (învelişul sedimentar sau seriile cristaline ale acesteia) şi din zona culoarului Dîmboviciorei. Excepţie fac unele blocuri de amfibolite larg cristalizate din cuprinsul formaţiunii de Comarnic (a căror obîrşie este extrem de greu de stabilit în lipsa unor roci similare care să fie deschise la zi în Carpaţi sau Dobrogea), calcşisturile valanginiene din orizontul Teslei (care par să provină dintr-un transport longitudinal dinspre nord) şi materialul gresiilor din formaţiunea de Bobu, a cărui proveninenţă este categoric sudică. În depozitele subformaţiunii de Babarunca din formaţiunea de Piscu cu Brazi indiciile de sedimentare haotică şi existenţa direcţiilor de curent cu orientare diferită de sensul general de aport dinspre vest şi nord-vest, arată prezenţa curenţilor de turbiditate de amploare mai mică, a căror formare era favorizată de relieful, în curs de accentuare, al bazinului de sedimentare.

În cuprinsul regiunii, linia Bratocea a fost urmărită din pasul Bratocea către vest şi sud-vest, mărginind la exterior lanţul ivirilor de depozite ale formaţiunii de Comarnic de la sud de muntele Roşca — Valea Cailor — est şi sud de Muntele Cioara, pînă în Valea Porcului. De aici ea continuă spre sud, fără indicii de încălecare, pînă la limita sudică a regiunii. Depozitele subunităţii de Zamura-Bratocea sînt afectate de asemenea de mai multe falii longitudinale şi transversale. Două dintre ultimele afectează şi linia Bratocea, în lungul văii Tîrlungului la obîrşie şi la nord-est de Pietrele Dinţilor ; în lungul lor se produce decroşarea elementelor structurale ale celor două subunităţi tectonice pe care este amplasată regiunea.

Sinclinalele şi anticlinalele din cuprinsul subunităţii de Zamura-Bratocea urmează două direcţii care se întretaie, dispuse aproximativ nord-sud şi est-vest. Ele s-au format în două etape diferite, corespunzînd celor două momente de paroxism orogenic care au afectat regiu-

Institutul Geologic al României

nea : faza austrică nouă (Albian terminal — Vraconian inferior) și faza laramică (sfîrșitul Cretacicului). În afara acestora, o fază embrionară corespunzînd mișcărilor austro-alpine a determinat întreruperea sedimentării pe anumite aliniamente care au constituit zone de ridicare, în relieful bazinului de formare a flișului, între Barremianul superior și Gargasian sau chiar Clansayesian (vîrful Tîlfa).

Caracterul funcțional al fundului bazinului de sedimentare, în intervalul Barremian-Apțian mediu în domeniul de Zamura-Bratocea și Barremian-Albian în domeniul de Bobu, a determinat formarea de zone (probabil subsidente) cu grosime foarte mare a depozitelor și zone în care sedimentarea era încetinită sau lipsea ; primele sînt : flancul nordic al sinclinalului Dungu și, respectiv, zona dintre Valea Neagră-Cheia, iar ultimele : zona de la nord de valea Zizinului spre vîrful Comloș și creasta de la cumpăna de ape dintre valea Tîrlungului și valea Doftanei la vest de muntele Urlățelu (pentru intervalul Barremian-Apțian în domeniul de Zamura-Bratocea) și respectiv, regiunea de la sud de Trăisteni pînă la cheile Teșilei (în Barremian-Albianul domeniului de Bobu).

Mișcările neotectonice s-au făcut simțite în caracterul divergent al teraselor și în dispoziția conurilor de dejecție suspendate ale văilor mari ; pe această bază s-a precizat ridicarea mai accentuată a zonei muntoase în Cuaternar, în partea centrală a anticlinoriului Zamurei în raport cu sectorul Ciucașului, realizarea unei stabilități relative pe versantul transilvan după formarea teraselor superioare și continuarea ridicării în bloc a întregii zone muntoase pînă în actual.

BIBLIOGRAFIE

Airinei S. (1962) Efectul geomagnetic al unor iviri de roce eruptive din Carpații Orientali, din Muntenia și Transilvania. *D. S. Com. Geol.* XLV (1957—1958), 243—254, București.

— (1963) Structura fundamentului hercinic al curburii Carpaților Orientali în lumina anomaliilor cîmpului gravimetric și geometric *Asoc. Geol. Carp.-Balc.*, V-ème *Congrès*, 1961, *Com.* St. V, 5—33, București.

Arkell W. J. (1956) Jurassic geology of the world. xv + 804 p. London.

Athanasiu S. (1908) Cercetări în regiunea internă a Carpaților din Moldova de Nord. *An. Inst. Geol. Rom.*, I, p. xl-liii, București.

Avram E., Matei V. (1964) Date paleontologice noi privind flișul cretacic din partea de nord-est a bazinului văii Doftana. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr. ser. geol.*, 9, 2, 321—327, București.

— (1970) Precizări asupra vîrstei depozitelor eocretacice din bazinul superior al văii Tîrlungului. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr., ser. geol.* 15, 1, 165—174, București.

Institutul Geologic al României

— (1972) Considerații asupra vîrstei „complexului de marne și gresii calcaroase (= stratele de pîrîul Mogoșului)" la obîrșia văii Doftanei și a văii Tîrlungului. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr. ser. geol.*, 17 , 2, 259—269, București.

— (1974) Position et valeur taxonomique du groupe „Berriasella" richteri (Oppel). *D. S. Inst. Geol.*, LX, 3, 11—22, București.

— (1974) Egoianiceras, nouveau sous-genre du genre Colombiceras Spath, 1923 (Ammonitina). *D. S. Inst. Geol. LX*, 3, 3—10, București.

— (1976) Les fassiles du flysch éocrétacé et des calcaires tithoniques des hautes vallées de la Doftana et du Tîrlung (Carpates Orientales). *Mem. Inst. Géol., Géophys.* XXIV, 5—74, Bucarest.

Barthel W. K. (1962) Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie der Neuburger Bankkalke. *Bayerische Ak. Wissensch., Math.-naturw. Kl., Abh. (NF)* 105, 1—30, München.

Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Edit. Științ. 367 p., București.

— (1965) Sur la tectonique des Carpates Orientales. *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, VII *Congress, Sofia, Reports* I, 257—266, Sofia.

Bucur I. (1971) Observații privind nomenclatura tectonică în flișul cretacic și paleogen din Carpații Orientali. *D. S. Inst. Geol.* LVII/5 (1969—1970), 23—32, București.

Busnardo R., Champetier Y., Fourcade E., Moullade M. (1968) Etude stratigraphiques des Faciès à Orbitolinides et à Rudistes de Sierra Mariola (Province d'Alicante, Espagne). *Geobios* 1, 165—185. Lyon.

Casey R. (1961) The stratigraphical paleontology of the Lower Greensand. *Palaeontology G. B.*, 3, part 4, 487—612. London.

Cernea G. (1952) Zona internă a flișului dintre valea Moldovei și valea Bistriței. *An. Com. Geol.* XXIV, 37—99, București.

Codarcea A. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. géol. Roum.* XX. pp. 45—46, Bucarest,

— Răileanu G., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961). Ghidul excursiilor C. — Carpații Meridionali, *Assoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.*, V., București.

Contescu L. (1966) Flișul cretacic din partea de nord a munților Baraoltului. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol., geof., geogr. ser. geol.* 11, 1, 51—61, București.

— (1967) Formation et facies dans la zone du Flysch des Carpates Orientales Roumaines. *Geol. Rundschau* 56, 241—262, Stuttgart.

— (1968 a) Structura flișului cretacic în valea Bicazului. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr. ser. geol.*, 13, 1, 167—178, București.

— (1968 b) Considerații asupra denumirii unităților tectonice ale zonei flișului din Carpații Orientali. *Acad. R.S.I., Stud. cerc. geol., geof., geogr. ser. geol.* 13, 2, 437—448, București.

—. (1969) Considerații asupra corelării unităților structural-faciale ale flișului cretacic intern din regiunea de curbură cu unitățile din sectorul central al Carpaților Orientali. *Bul. Soc. Științ. Geol. Rom.*, XI, 79—99, București.

Institutul Geologic al României

Dragastan O. (1971) Microfaciesurile Jurasicului superior și Cretacicului inferior din bazinul văii Bicazului. Rezumatul tezei de doctorat. Universitatea București, Facultatea de Geologie-Geografie.

— (1975) Jurassic and Lower Cretaceous microfacies from the Bicaz valley Basin (East Carpathians). *Mem. Inst. Geol. Geoph.*, XXI, 87 p., București.

Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Memoire à la carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.* XXXII, 5—96. București.

— Săndulescu M. (1968) Probleme structurale fundamentale ale Carpaților românești și ale vorlandului lor. *An. Com. Geol.* XXXVI, 159—180, București.

— Săndulescu M. (1970) Harta tectonică a R. S. România la scara 1:1 000 000 (Atlasul Geologic, foaia nr. 6). *Inst. Geol.* București.

Egoian V. L. (1969) Amoniții iz klanseiskih sloev Zapadnogo Kavkaza. *Krasnodarskii jurnal VNII*, trudî 19, 126—188

Eristavi M. C. (1960) Nijnii mel Kavkaza i Krîma. *Monografii np. Geol. in-ta A. N. Gruz. S.S.R*, 10, 150 p. Tbilisi

Fabre-Taxy S. Moullade M., Thomel G. (1965) Le Bédoulien dans sa région type, la Bédoule-Cassis (B.-du-R.). *Mém. BRGM* 34, 173—199. Paris.

Filipescu M. G. (1936 a) Cercetări geologice între valea Teleajenului și valea Doftanei, Jud. Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.* XVII (1932) 545—648, București.

— (1936 b) Les calcaires de la zone des conglomérats de Zăganul. *C. R. Acad. Sc. Roum.* I, 3, 202—205. Bucarest.

— (1937 a) Etudes géologiques dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et les valées du Slănic et Bîsca Mică. *Bul. Lab. Min. gen. Univ. București*, II, 93—100, București.

— (1937 b) Contributions a l'étude du flysch interne compris entre le Rîu Covasna et Rîul Negru. *Ac. Roum. Bul. Sec. Sci.* XVIII (1936—1937), 104—108, București.

— (1937 c) Note preliminaire sur les recherches géologiques dans le flysch interne, a l'Est du Teleajen. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXI (1932—1933), 119—123. Bucarest.

— (1937 d) Contributions a l'étude du Flysch interne compris entre le Rîul Crasna — Teleajen et le Rîu Negru. *Bul. Lab. Min. gen. Univ.* București, III, 122—123, București.

— (1940) Étude géologique de la région comprise entre les valées du Teleajen et du Slănic-Bisca Mare (Buzău). *C. R. Séances Inst. Géol. Roum.* XXIII, 78—101, Bucarest.

— (1955) Poziția stratigrafică și tectonică a calcarelor de la baza conglomeratelor de Zăganu. *Rev. Univ. C. I. Parhon*, 2, 177—183, București.

— (1955 a) Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon, ser. Șt. Nat.*, 6—7, 241—261. București.

— (1955 b) Contribuțiuni la orizontarea Cretacicului din flișul Carpaților Orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon, ser. Șt. Nat.*, 8, 293—315, București.

— (1955 c) Cercetări geologice în zona internă și mediană a flișului dintre valea Uzului și valea Tîrlungului, *D. S. Com. Geol.* XXXIX, 156—171, București.

—, Iliescu G. (1958) Date noi privitoare la stratigrafia regiunii dintre valea Buzăului și Rîul Negru/Ciucaș-Teliu și importanța acestor date pentru des-

Institutul Geologic al României

cifrarea structurii Carpaților Orientali. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.*, III, 1—2, 111—120, București.

—, Bratu Elena, Săndulescu Jeana, Săndulescu M., Iliescu Maria, Iliescu G., Neagu T., Vinogradov C. (1963) Sur le Crétacé de la zone du Flysch interne entre les rivières Teleajen et Trotuș et implications sur la structure des Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Carp.-Balk.*, V. *Congr., Com. Sci.* III/1, 151—157, Bucarest.

—, Dragastan O. (1963) Restes de Tintinidae dans les dépôts tithoniques et néocomiens de la Roumanie. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr., Ser. geol.* VIII, 3, 333—356, Bucarest.

— (1967) Geologia Carpaților Orientali. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr. Ser. geol.*, 12, 1, 171—182, București.

Gavăt I., Airinei S., Barbu C., Tomescu L. (1971) Praguri, horsturi și cordiliere în structura profundă a Carpaților dintre văile Oltului și Trotușului. *Bul. Soc. Șt. Geol. Rom.* XIII, 23—72, București.

Georgescu S. (1970) Asupra prezenței speciei Leymeriella tardefurcata Leym. în flișul intern din bazinul văii Teliu. *D. S. Inst. Geol.* LIV, 171—173, București.

Gherasi N. (1956) Cercetări geologice în partea de W a masivului cristalin al Leaotei. *D. S. Com. Geol.* XL, 127—135, București.

—, Dimitrescu R. (1963) Structure des schistes cristallins de l'extrémité orientale des Carpates meridionales (Masif de Leaota). *Assoc. Géol. Carp.-Balk.*, VI-ème *Congr., Résumé des communications*, 155—156, Varsovie-Cracovie.

— Dimitrescu R. (1964) Structura geologică a masivului Ezer-Păpușa (bazinul Rîul Tîrgului). *D. S. Com. Geol.* XLIX/1, 13—25, București.

Gräf I. (1969) Prezența unui orizont sincron cu stratele de Comarnic în regiunea Zizin-Purcăreni. *Rev. Petr. Gaze*, 20, 2, 71—74, București.

— (1972) Studiul geologic al flișului cretacic din regiunea Zizin-Vama Buzăului. Rezumatul tezei de doctorat. Univ. A. I. Cuza, fac. Biol.-Geogr., sec., Geol. Iași.

— (1975) Studiul geologic al flișului cretacic din regiunea Zizin-Vama Buzăului. *An. Inst. Geol. Geof.*, XLIV, 3—132, București.

Hedberg D. H. (1970) Preliminary Raport on Stratigraphic Unites (vii + 30 p); Preliminary Report on Stratotypes (vii + 39 p.). XXIV, *Internat. Geol. Congr. Internat subcomis. on stratigr. classific, Reports*, 3, 4, Montereal.

Herbich F. (1878) Das Szeklerland. *Mitt. a. d. Jb. k. ung. geol. Anst.* V, Budapest.

Hristescu E., Marinescu I., Aghiorghiesei V., Cristodulo D. (1968) Date noi asupra raporturilor dintre unitățile interne ale Carpaților Orientali. *Rev. Petr. Gaze*, XIX, 11, 664—668, București.

Jckelius E. (1915) Der geologische Bau des Nagykőhavas und Keresténvhavas. *Jb. Kgl. ung. geol. Reichsanst.* f 1914, 310—325, Budapest.

— (1916 a) Daten über den geologischen Bau der Bucsecs (Bucegi) und Csukas (Ciucaș). *Jahresber. k. k. ung. geol. Anst.* f. 1915, 286—302, Budapest.

Institutul Geologic al României

— (1916 b) Die mesozoischen Faunen der Berge von Brassó. Tithonfauna der Südost-Kapaten. *Mitt. Jb. kgl. ung. Anst.* XXIV, 77—80, Budapest.

— (1919) Geologische Beobachtungen im Gebiet des Bucsecs (Bucegi) und Rung. *Jahresb. d. k. ung. geol. Reichsanst.* f. 1916, 286—302, Budapest.

— (1938) Der geologische Bau des Gebirges von Brașov. *An. Inst. Geol. Rom.* XIX, 379—408, Bukarest.

Jipa D. (1961) Les calcarénites des couches de Comarnic : courants, sédimentation, diagénèse. *Acad. R.P.R. Rév. Géol., Géogr.*, V, 1, 47—69, Bucarest.

— (1965) On the genesis and nomenclature of some lower Cretaceous limestones from the East Carphathian Flysch. *Acad. R.P.R., Rév. Géol. Geoph., Géogr, Sér. Géol.* 9, 1, 23—30, Bucarest.

Johnson H. J. (1969) A review of the Lower Cretaceous Algae. *Prof. Contr. Colorado School of mines*, 6, 110 p., Goiden.

Joja T. (1966) Asupra prezenței unor depozite de faciesul stratelor de Sinaia în Prebalcanii Centrali. *Bul. Inst. Petr., Caz., Geol.*, XVI, 19—25, București.

Kusko M., Savu M., Popescu B., Morariu D. (1970) Prezența Vraconianului superior peste gresiile și conglomeratele de Postăvaru. *D. S. Inst. Geol.* LVI/4. 51—57, București.

Le Hegarat G., Remane J. (1968) Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole. Corrélation des Ammonites et des Calpionelles. *Geobios* 1, *Fac. Sci. Lyon*, 7—70, Lyon.

Macovei G. (1927) Aperçu géologique sur les Carpates Orientales. *Assoc. Avanc. géol. Carp., II-ème réunion, Guide des excursions*, 43—141, Bucarest.

—, Atanasiu I. (1923) Cîteva date asupra constituției geologice a zonei flișului din regiunea văilor Slănicului și Oituzului. *D. S. Inst. Géol. Rom.* XI, 29—56, București.

— Atanasiu I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé, *Ann, Inst. Géol. Roum.*, XVI, 63—280, Bucarest.

Marinescu I. (1972) Studiul geologic al regiunii dintre valea Teleajenului (Cheia, Mînăstirea Suzana) și munții Bobu-Grohotișu-Radila Mare. Rez. tezei doctorat. Inst. Petr., Gaze, Geol., Fac. Geol. Tehn. București.

Meruțiu V. (1908) Cercetări în valea superioară a Teleajenului. *An. Inst. Geol. Rom.* I, 1xxxii—1xxxv, București.

Meschendörfer J. (1860) Die Gebirgsdaten im Burzenlande. *Verh. Mitth. d. siebenbürgisschen Vereines f. Naturwiss. zu Hermannstadt*, XI, 255—287, Hermannstadt.

Mihăilescu N. (1967) L'étude sédimentologique du Flysch barrémien-albien dans la zone de Courbure, *Assoc. Géol. Carp.-Balk. Congr.* VIII-ème, II, 363—369, Belgrade.

— Panin N., Contescu L., Jipa D. (1967) Transportul și sedimentarea galeților din molasa conglomeratică albiană din Carpații Orientali. *Acad. R.S.R., Stud. Cerc. geol., geof., geogr., Ser. geol.*, 12, 1, 231—236, București.

Mrazec L., Teisseyre W. (1907) Esquisse tectonique de la Roumanie. III-ème *Congr. Int. Pétr., Guide*, 5—13, Bucarest.

Institutul Geologic al României

—, Popescu-Voiteşti I. (1912 a) Citeva date noi asupra klippelor carpatice. *C. R. Séances Inst. Géol. Roum.*, III, 4—13, Bucarest.

—, Popescu-Voiteşti I. (1912 b) Date noi pentru clasificarea flişului carpatic. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, III, 33—48, Bucureşti.

—, Popescu-Voiteşti I., Macovei G. (1912) Sur l'âge des couches de Comarnic. *D. S. Inst. Géol. Roum.* III. 79—82, Bucarest.

—, Popescu-Voiteşti (1914) Contribuţii la cunoaşterea pînzelor flişului carpatic. *An. Inst. Geol. Rom.* V, 495—559, Bucureşti.

Murgeanu G. (1930 a) Cretacicul şi Terţiarul în împrejurimile Pietroşiţei şi Bezdeadului, jud. Dîmboviţa. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XIV, 120—139. Bucureşti.

— (1930 b) Ridicări geologice între valea Ialomiţei şi valea Bărbuleţului, la nord de Pucioasa-Pietrari, jud. Dîmboviţa. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XV, 79—92, Bucureşti.

— (1932) Sur une ammonite de Vulpea (Prahova). *Bul. Soc. Rom. Géol.* I, 199—210, Bucarest.

— (1933) Sur l'importance des marnes à Rosalines dans la zone de recouvrements de Comarnic. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XIX, 82—87. Bucarest.

— Gherasi N. (1933) Sur la présence des schistes cristallins dans valea Zamurei (Buşteni-Poiana Ţapului). *Bull. Soc. Roum. Géol.* I. 202—208, Bucarest.

— (1934) La Nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teşila (Prahova). *An. Inst. Géol. Roum.* XVI, 281—326, Bucarest.

—, Patrulius D. (1957) Cretacicul superior de pe marginea Leaotei şi vîrsta conglomeratelor de Bucegi. *Acad. R.P.R. Bul. Şt. (Secţ. Geol.-Geogr.)*, II, 1, 5—21, Bucureşti.

—, Patrulius D. (1959) Flişul cretacic din regiunea Pasului Predelus (Carpaţii Orientali). *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. geol., geof., geogr., Ser. geol.*, IV, 1, 25—35, Bucureşti.

—, Patrulius D., Contescu L. (1959) Flişul cretacic din bazinul văii Tîrlungului (Carpaţii Orientali). *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr., Ser. geol.* IV, 1, 7—24, Bucureşti.

—, Patrulius D., Tocorjescu Maria, Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N., Bombiţă G., Panin N., Butac A., Filipescu M. G., Alexandrescu G., Mutihac V., Săndulescu M., Săndulescu Jeana, Bratu Elena, Iliescu G. (1961) Ghidul excursiilor B. — Carpaţii Orientali. *Assoc. Geol. Carp.-Balc., Congr.* V. Bucureşti.

—, Patrulius D., Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N., Panin N. (1963) Stratigrafia şi sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curburii Carpaţilor. *Assoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, III/2, 31—58, Bucureşti.

—, Ştefănescu M., Avram E., Matei V., Zamfirescu Marina, Butnăreanu Cecilia (1964) Natura ivirilor de şisturi cristaline din regiunea Zamura-Prislop. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr. Ser. geol.*, 9, 2, 513—518, Bucureşti.

Nikolov T. (1970) Le Crétacé inférieur en Bulgarie. *Bull. Soc. géol. France.* (7), XI, 1, 56—68, Paris.

Institutul Geologic al României

Oncescu N. (1943) Région de Piatra Craiului-Bucegi. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XXII, 1—124, Bucarest.

Panin N., Mihăilescu N., Jipa D., Contescu L. (1963) Asupra modului de formare a conglomeratelor de Bucegi. *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr.* V, III/2, 89—105. București.

Patrulius D. (1952) Notă asupra stratigrafiei masivului Bucegi (versantul de E). *D. S. Com Geol.* XXXVI, 195—201, București.

— (1953) Noi contribuții la cunoașterea stratigrafiei din regiunea masivului Bucegi. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII, 47—55, București.

— (1954) Observații asupra depozitelor mesozoice din Bucegi și Perșani. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII, 136—145. București

— (1957) Corelarea Doggerului superior și a Malmului din Carpații Orientali. *Acad. R.P.R., Bul. științ. (geol.-geogr.).* II, 2, 261—273. București.

— (1963) Les olistolithes du Massif des Bucegi (Carpates Orientales). *Assoc. Géol Carp.-Balk., Congr.* V, III/2, 129—146. Bucarest.

— (1965) Notă asupra a două specii de Chaetetopsis din calcarele urgoniene: Chaetetopsis zonata Patrulius și Chaetetopsis favrei (Denniger). *D. S. Com. Geol.* LI/2, 25—29, București.

—, Jipa D., Ștefănescu M. (1965) Le Flysch tithonique-néocomien des Carpates roumaines. *Carp.-Balk. Geol. Assoc.* VII *Congr.* II/1, 251—255. Sofia.

—, Ștefănescu M., Popa Elena, Popescu Ileana (1967) Geology of the Inner Zones of the Carpathian Bend. *Inst. Geol. Congr.* XXIII Sess. 1968. (Prague) *Guide to excursion* 50 AC. Bucharest.

— (1969) Geologia Masivului Bucegi și a Culoarului Dîmbovicioara. Edit. Acad. R.S.R., 321 p. București.

— Avram E. (1976) Les céphalopodes des Couches de Carhaga (Tithonique superieur-Barrémien inférieur). *Mém. Inst. Géol. Géoph.*, XXIV, Bucarest.

—, Neagu T., Avram E., Pop G. (1976) The Jurassic-Cretaceous boundary beds in Romania. *An. Inst. Geol. Geof.*, L, 71—125, Bucharest.

Paul C. M. (1883) Die neueren Fortschritte der Karpatensandstein-Geologie. *Jb. k. k. geol. Reichsanst.* XXXIII, 659—690, Wien.

Popescu Gr. (1958) Contribuții la stratigrafia flișului cretacic dintre valea Prahovei și valea Buzăului, cu privire specială asupra văii Teleajenului. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, III, 3—4, 159—199, București.

Popescu-Voitești I. (1910) Contribuții la studiul stratigrafic al Numuliticului Depresiunii Getice (România apuseană). *An. Inst. Geol. Rom.* III, 2, 373—393., București.

— (1914) Cercetări geologice în regiunea cursului mijlociu al văii Oltului (România), în valea Ialomiței și a Bezdeadului între Pucioasa—Cucuteni—Bezdead și vîrfurile între Prahova și Teleajen, în regiunea de frontieră. *Rap. activ. Inst. Geol.* 1910, București.

— (1953) Evoluția geologico-paleogeografică a pămîntului românesc. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, V, 2, 1—214, Cluj.

Popovici A. (1969) Contribuții la biostratigrafia seriei de Bobu din văile Doftana și Saru. *Bul. Inst. Petr. Gaze Geol.*, XVII, 81—101, București.

Institutul Geologic al României

— (1971) Asupra prezenței speciilor de Anahoplites intermedius Spath și Anahoplites praecox Spath în depozitele flișului cretacic intern din bazinul superior al văii Sarului (în complexul grezos-conglomeratic al seriei de Bobu). *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr., Ser. geol.*, 16, 1, 247—253. București.

Popovici-Hațeg V. (1896) Note sur le Jurassique des districts de Muscel, Dambovitza et Prahova. *Bul. Soc. Șt. anul* V (1896), 281—282, Bucarest.

— (1897 a) Note préliminaire sur les calcaires tithoniques et néocomiens des districts de Muscel, Dambovitza et Prahova. *Bull. Soc. Géol. France* (3), XXV, 549—353, Paris.

— (1897 b) Sur l'âge des conglomérats de Bucegi (Roumanie). *Bull. Soc. Géol. France* (3), XXV, 669—675, Paris.

— (1898) Étude géologique des environs du Cîmpulung et de Sinaia. Teză, 217 p., Paris.

— (1908) Regiunea dintre Sinaia și Curmătura Cioarei. *Rap. Activ. Inst. Geol.* 1906—1907, p. X/i București.

Preda D. M. (1925) Geologia și tectonica părții de răsărit a județului Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.* X, 1—82, București.

— (1939) La nappe des conglomérats de Zăganu et de Ceahlău (Nappe Moldave). *Bull. Soc. Roum. Géol.* IV, 5—29, Bucarest.

Răileanu G., Patrulius D., Bleahu M., Năstăseanu S. (1968) Aspecte fundamentale ale geologiei Mezozoicului din România. *An. Com. Stat. Geol.* XXXVI, 57—85, București.

Remane J. (1964) Untesuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kreide-Grenzschichten des Vocontischen Troges. *Palaeontograph.* A. 123. 1—3, 57 p. Stuttgart.

Săndulescu M. (1964) Structura geologică a masivului Postăvaru-Runcu (M-ții. Brașovului). *An. Com. Geol.* XXXIV, 2, 381—432, București.

—, Săndulescu Jeana (1965) Les nappes internes de la zone du Flysch dans la partie centrale des Carpates Orientales. *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, VII *Congr. Reports*, I, 351—356, Sofia.

Ștefănescu M., Zamfirescu Marina (1964) Iviri noi de Vraconian-Cenomanian în zona conglomeratelor de Ciucaș-Zăganu. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., geoof., geogr., Ser. geol.* 9, 1, 61—72, București.

—, Avram E., Ștefănescu Marina (1965) Contribuții la cunoașterea faunelor fosile dintre valea Teleajenului și valea Ialomiței. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr., Ser. geol.* 10, 2, 347—354, București.

— (1969) Unele comentarii privind structura zonei flișului între valea Doftanei și valea Ialomiței. *D. S. Inst. Geol.* LIV/2, 131—149, București.

—, Ștefănescu Marina (1970) Les Calpionelles des couches de Sinaia de la vallée Isvorul (Sud de la ville de Sinaia). *D. S. Inst. Géol.* LVI/4, 75—81, București.

— (1971) Structura geologică a regiunii dintre valea Talea și valea Ialomiței *D. S. Inst. Geol.* LVII/5, 191—219, București.

— (1973) Efectele mișcărilor intraneocomiene din partea internă a flișului cretacic de la curbura Carpaților. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr., Ser. geol.*, 18, 2, 469—477, București.

Institutul Geologic al României

Teisseyre W. (1907) Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des countriées avoisinantes. *Congr. Int. Pétr.*, III-e Sess., Guide, I, 18—42, Bucarest.

— (1908) Über die tektonischen Verhältnisse der Südkarpaten am Ialomitza-Flus und in den Nachbargebieten. *Assoc. Rom. Înaint. Răsp. Științ. Congr.* II. 560—586, București.

Uhlig V. (1907) Über die Tektonik der Karpaten. *Sitzungsber. k. Akad. Wiss.* XCVI, Wien.

Vinogradov C. (1964) Contribuții la cunoașterea fundamentului anticlinoriului Zamura și a magmatismului ofiolitic legat de stratele de Sinaia. *An. Univ. București* (geol.-geogr.), XIII, 1, 83—90, București.

— (1967) Studiul petrografic al stratelor de Sinaia din anticlinoriul Zamura. Rez. teză doctorat, Univ. București, Fac. geol.-geogr. București.

—, Dragastan O. (1965) Micrographic study of lime-marls frome the Sinaia Beds (Eastern Carpathians). *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, VII *Congr. Sofia, Reports* II, 2, 61—66, Sofia.

* * * Harta geologică a R.P.R. 1 500 000 foaia 5 a. *Inst. Geol. Rom.* București.

* * * (1968) Harta geologică a R. S. România 1 : 200 000, foaia 28 — Brașov. *Inst. Geol.* București.

* * * (1969) Recomandations on stratigraphical usage. II Callibration of the standard scale and correlation with other regional scales A. Biostratigraphical method. *Proceedings of the Geol. Soc. London no* 1656, London.

STRATIGRAPHIE DE LA RÉGION DU COL DE PREDELUȘ

(Résumé)

I. INTRODUCTION

La région étudiée, ayant une surface d'environ 350 km^2, est située à la courbure des Carpates Orientales, au sud et au nord du col de Predeluș, dans la haute vallée de Doftana (à partir de la ligne : Mont Orjogoaia—Mont Grohotișu, vers le nord) et la haute vallée du Tîrlung (au sud de la ligne qui lie l'embouchure de la vallée du Gîrcin avec le sommet Comloș).

Ainsi délimitée, la région en question se superpose à la zone de contact entre trois groupes importants de monts (fig. 1) : Mont Baiului à l'ouest (fig. 2), Mont Ciucașului à l'est (fig. 3) et Mont Întorsurii au nord. Les deux bassins hydrographiques des vallée mentionnées ci-dessus, occupent une aire inégale dans la région : bassin de la vallée du Tîrlung 260 km^2 environ et celui de la vallée

Institutul Geologic al României

de Doftana — 100 km^2. Leur aréal est drainé de nombreaux affluents, les plus importants étant : vallée de Doftana Ardeleană, vallée du Gîrcin et vallée du Zizin — dans le bassin de la vallée du Tîrlung, vallée de Muşiţa et Valea Neagră — dans le bassin de la vallée de Doftana.

Du point de vue structural, la région appartient aux Dacides marginales (sensu Patrulius et al., 1967), à deux sous-unités tectoniques de celles-ci : sous-unité de Zamura-Bratocea, au NW, et sous-unité de Bobu, au SE.

Les recherches géologiques concernant toute la région, ou seulement quelques uns de ses secteurs, débutent par l'ouvrage de Meschendöfer (1850), étant continuées par Herbich (1878), Popovici-Hatzeg (1908), Popescu-Voiteşti (1910), Mrazec et Popescu-Voiteşti (1912), Jekelius (1915, 1916, 1938), Preda (1939), Filipescu (1953, 1955), Filipescu, Iliescu (1958), Murgeanu et al. (1959), Murgeanu et Patrulius (1959), Airinei (1962), Filipescu et al. (1963), Avram et Matei (1964), Vinogradov (1967), Patrulius et al. (1970), Avram (1970, 1972), Ştefănescu, (1973).

A ces ouvrages s'ajoutent bien d'autres à caractère plus général : Filipescu (1955), Băncilă (1958), Guide des excursions au Congrès V Carpato-Balcanique de Bucarest (1961), Dumitrescu et al. (1962), Airinei (1963), Patrulius et al., (1967), Ştefănescu (1969), Dumitrescu, Săndulescu (1969, 1970), Găvăt et al. (1971), carte géologique de la Roumanie au 1 : 500 000 feuile 5a (1942), carte géologique de la Roumanie au 1 : 200 000^e feuille 28 — Braşov (1968), carte géologique de la Roumanie au 1 : 50 000 feuille 111a — Braşov (1972) et feuille Zizin (sous presse).

La nécessité d'unifier la terminologie des entités lithostratigraphiques existents dans la région nous a déterminé d'adopter la système de nomenclature proposé au Congrès Géologique International de Montréal (1970 — code Hedberg). Pour les entités lithostratigraphiques (par exemple, „complexe marneux" ou „complexe marno-gréseux") nous avons proposé, dans beaucoup de cas, des noms nouveaux d'après les coupes type choisies ou d'après les régions considérées typiques par les auteurs qui les ont délimitées et les ont introduites dans la litérature géologique.

II. STRATIGRAPHIE

La succession des dépôts éocrétacés affleurant dans les hautes vallées de Doftana et du Tîrlung diffère partiellement dans ces deux sous-unités tectoniques des Dacides marginales sur lesquelles elle est emplacée. Ces sous-unités tectoniques correspondent ainsi aux domaines de sédimentation distincts : domaine de Zamura-Bratocea et domaine de Bobu.

A) DOMAINE DE ZAMURA-BRATOCEA

Ce domaine de sédimentation comprend des dépôts d'âge tithonique supérieur-albien, appartenant á la formation de Sinaïa (avec 3 sous-formations), à la formation de Comarnic (avec 2 sous-formations), à la formation de Piscu cu Brazi (avec 3 sous-formations) et aux conglomérats de Ciucaş-Zăganu. Celles-ci se disposent comme des bandes orientées approximativement NS, bordant suc-

Institutul Geologic al României

cessivement les dépôts de la formation de Sinaïa, qui apparaît dans l'aire de l'anticlinorium de Zamura.

1. Tithonique supérieur-Néocomien — formation de Sinaïa

Dans la partie est de l'anticlinorium de Zamura, cette formation est constituée de trois sous-unités lithostratigraphiques : sous-formation calcaire, sous-formation calcaire-gréseuse et sous-formation gréseuse á la partie supérieure.

a) La sous-formation calcaire affleure dans le Mont Baiului et aussi plus vers le nord, dans la vallée Tigăilor et présente la coupe la plus complète sur la vallée de Ştevia — la crête du Mont Baiului, entre le sommet de Ştevia et le sommet Pîrae la source de la volée Pîrae. Elle est-formée en base (6—700 m) de grès décimétriques à stratification oblique ou convolutée, en alternance avec des schistes argileux verdâtres ou gris-noirâtres et avec des marno-calcaires blancs dépassant rarement 20 cm d'épaisseur ; suit (4—500 m) la succession la plus typique, formée (fig. 4 A, B) de schistes argileux gris-verdâtres, de marno-calcaires et de grèso-calcaires gris-blanchâtres (pl. IV, Pl. V, fig. 1) et subordonné de grès schisteux centimétriques et de brèches calcaires gris-noirâtres (à éléments de calcaires noirâtres, de foraminifères benthiques, de fragments de coquilles, plus rarement de schistes cristallins, de micas et de feldspaths plagioclases, englobés en ciment sparitique, parfois dolomitisé — pl. IX, fig. 1). La résédimentation du matériel est observable parfois (fig. 5) par la présence des lamines de „grèso-calcaires" à l'intérieur des calcilutites, formant ainsi une stratification interne oblique ou croisée.

b) La sous-formation calcaire-gréseuse représente le paquet de passage de la sous-formation calcaire à celle gréseuse. Elle entoure la zone d'affleurement de la sous-formation calcaire la crête du Mont Baiului et de la vallée Tigăilor et est formée (fig. 4 C, D) d'une alternance de grès calcaires à schistes argilo-gréseux gris ou noirs, qui contient, comme intercalations à développement variable, des grèso-calcaires gris (pl. V, fig. 2—4, Pl. VI) et aussi des brèches calcaires (ayant de nombreux éléments de calcaires gris-noirâtres, d'algues, de muscovite, de biotite, de schistes cristallins épizonaux, englobés dans un ciment largement cristallisé parfois hématitique — pl. IX, fig. 2). Les roches calcaires de la sous-formation proviennent dans la majeure partie par la résédimentation de ceux de la sous-formation calcaire (indiquée par la lamination oblique et l'agglomération de feldspaths de néoformation, de foraminifères et de calpionelles en leurs lamines grossières — Pl. VI, 1—4), alors que les autres constituants lithologiques sont identiques à ceux de la sous-formation gréseuse. Son épaisseur est de 5—600 m dans le bassin de la vallée de Doftana, diminuant jusqu'à 150—200 m dans la vallée Tigăilor.

c) La sous-formation gréseuse occupe la plus grande partie de l'aréal de l'apparition de la formation de Sinaïa dans le bassin de la vallée du Tîrlung et la moitié est du même aréal du bassin de la vallée de Doftana. Elle comprend (fig. 7) une alternance de grès calcaires gris-noirâtres, durs, à schistes

Institutul Geologic al României

argilo-gréseux et, plus rarement, á marno-calcaires gris-noirâtres (Pl. VII, fig. 1, 4) ; vers sa partie supérieure interviennent des marno-calcaires blancs, finement diaclasés (Pl. VII, fig. 2, 3) et des brèches (à éléments de schistes cristallins épizonaux et mésozonaux, de quartz, de micas, de feldspaths et de calcaires gris, de fragments de coquilles, de foraminifères benthiques). La présence de la lamination oblique (fig. 6), des mécanogliphes, du granoclassement, sont des indices sur l'origine clastique de presque tout le matériel constitutif de la formation. Son épaisseur est de 1400—1600 m.

d) „Couches" d'Azuga ou le faciès légèrement métamorphosé de la formation de Sinaïa, accompagnant les coulées de lave basiques (diabases) de celle-ci, apparaît dans la région à 2 niveaux : celui inférieur forme un petit affleurement à la source de la vallée de Doftana Ardeleană, tout près de la limite supérieure de la sous-formation calcaire-gréseuse ; celui supérieur apparaît à jour discontinu à partir du Plaiul Cenușii vers le nord, passant á travers Piciorul lui Țircă — ruisseau du Țircă — un affluent de gauche de la vallée Richitei — l'affluent de gauche de la vallée Prișcului à l'ouest du Monts Urlățelu — l'interfleuve entre les ruisseaux Valea Întunecoasă de Jos et Valea Întunecoasă de Sus jusqu'au ruisseau Vaida, intercalé dans les dépôts de la sous-formation gréseuse. Les diabases affleurent plus rarement, sur Plaiul Cenușei et sur la faîte entre Valea Întunecoasă de Jos et Valea Întunecoasă de Sus.

Les „couches" d'Azuga sont formées d'argilites rouges et de quartzites vertes et rouges. La rythmicité de la succession de couches suggère leur transformation des dépôts normaux de la formation de Sinaïa, par apport de silices. Il y a aussi des paquets de „couches" d'Azuga moins transformés, constitués de grès et de marno-calcaires partiellement silicifiés (Pl. IX, fig. 3).

L'âge des ophyolithes associées aux „couches" d'Azuga peut être néocomien, mais aussi aptien : les conglomérats de l'horizon de Tesla sont silicifiés autour d'un neck de diabase, immédiatement au sud du Mont de Tesla, ce qui indique l'existence des phénomènes similaires à ceux qui ont conduit à la formation des „couches" d'Azuga jusqu'en Aptien supérieur.

L'âge des sous-unités lithostratigrahiques de la formation de Sinaïa.

Excepté la partie supérieure de la sous-formation gréseuse, les autres sous-formations de la formation de Sinaïa ne contiennent pas de macrofossiles propres à indiquer l'âge des dépôts. Les études microbiofaciales effectuées antérieurement, ont attribué à ces dépôts l'âge berriasien-hauterivien, bien que quelques auteurs aient supposé, mais sans avoir des arguments paléontologiques, qu'ils sont d'âge tithonique (Săndulescu et Săndulescu, 1965 ; Răileanu et al., 1968 ; Ștefănescu, 1973) ou qu'ils sont particllement hétérochrones, ayant l'âge tithonique au sud de leur aréal actuel d'apparition et l'âge néocomien au nord (Joja, 1966). Grâce à l'étude microbiofaciale efectuée par nous dans la formation de Sinaïa de l'anticlinorium de Zamura (fig. 9 ; Pl. I—III), l'âge de ses divisions inférieures est : pour la sous-formation calcaire — tithonique (vu l'association de calpionelles caractéristiques à la zone de Crassicollaria, Remane, 1964) ; pour la sous-formation calcaire-gréseuse — tithonique terminal-berriasien (tenant compte des indications d'âge données par les calpionelles à la partie inférieure de la sous-formation). L'âge valanginien-hauterivien de la

Institutul Geologic al României

sous-formation gréseuse a été établi avec plus de précision seulement pour sa partie supérieure, d'où ont été prélevés quelques exemplaires de *Lamellaptychus didayi* et de *L. angulocostatus* forma *radiata*.

2. Hauterivien terminal, Barrémien et Aptien — Formation de Comarnic et Formation de Piscu cu Brazi

Formation de Comarnic

Dans cet ouvrage, nous avons adopté l'interprétation des „couches de Comarnic" donnée par Murgeanu, 1930, a, 1934. Notons que la définition des couches de Comarnic donnée par Mrazec, Popescu-Voiteşti et Macovei (1912) distinguait deux paquets de dépôts, celui inférieur passant peu à peu aux couches de Sinaia sous-jacentes ; plus tard Murgeanu (1934) a montré l'existence des rapports tectoniques, entre les deux paquets susmentionnés et a gardé le nom de couches de Comarnic seulement pour celui inférieur ; ultérieurement Patrulius a réussi à délimiter dans les couches de Comarnic sensu Murgeanu deux niveaux (Patrulius, 1952), celui inférieur étant attribué après quelques années aux couches de Sinaïa, sous le nom de „l'horizon supérieur à Lamellaptychus angulocostatus" (Murgeanu et al., 1959 ; et Patrulius, 1959). Mais la parenté lithologique fort évidente de ces deux niveaux plaide pour leur groupement ensemble dans les „couches" de Comarnic et pour revenir à la définition de ces couches donnée par Murgeanu (1934) avec les précisions de Patrulius (1952).

Conformément à cette définition, nous avons considéré les deux niveaux comme sous-formations distinctes dans la formation de Comarnic : *(a)* sous-formation de Valea Muşiţei, inférieure, et *(b)* sous-formation de Plaiul Şirnei. La sous-formation inférieure a été décrite pour la première fois dans la région présentée ici (Murgeanu et al., 1959 ; Murgeanu et Patrulius, 1959), et la sous-formation supérieure a son développement typique à l'ouest de cette région, aux environs de Pietroşiţa, sur Plaiul Şirnei et son versant vers la vallée Lupului (Patrulius, 1969).

a) La sous-formation de Valea Muşiţei apparaît, dans la région étudiée, á l'est de la zone d'affleurement des dépôts de la formation de Sinaïa, longeant le versant est de l'anticlinorium de Zamura, de la vallée de Muşiţei jusqu'à la vallée du Zizin ; dans l'aréal de développement de la sous-formation gréseuse de la formation de Sinaïa, elle apparaît dans les synclinaux de Glodeasa et de Gura Muşiţei ; enfin, ses dépôts affleurent dans l'aréal de la formation de Piscu cu Brazi de dessous des dépôts Urlăţelu, sur la vallée de Roşca et la vallée Babarunca) au de dessous de celles de la sous-formation de Babarunca, sur le versant gauche de la vallée du Tîrlung, à la source de Valea Cailor et la vallée Ramura Mică).

La sous-formation est constituée (fig. 10A, 11, 12) d'une alternance de brèches grises (ayant bien des éléments de schistes cristallins, de quartz, de feldspaths plagioclases ; de calcaires : micrites á calpionelles, à *Saccocoma* ou à foraminifères biséries, milliolides, *Trocholina*, coquilles enveloppées (coated shells), algues, bryozoaires ; de conglomérts quartzitiques, schistes argileux, etc. — Pl. IX, fig. 4 ; Pl. X, fig. 1, 2, 3), de conglomérats tilloïdes (à éléments de schistes cristallins épizonaux et mésozonaux, calcaires à Requienia, à ammonites tithoniques, nombreuses algues, bryozoaires, foraminifères, Apthychus et bélemnites) et de grès calcaires en couches centimétriques, à schistes argileux ou argilo-marneux sil-

Institutul Geologic al României

tiques et, plus rarement, à marno-calcaires (Pl. VIII, fig. 1, 2). Les brèches qui comportent dans leur composition beaucoup de schistes cristallins et de calcaires gris, sont le principal critère de séparation par rapport á la sous-formation de Plaiul Şirnei.

L'épaisseur de la sous-formation est fort variable, en fonction du développement inconstant des intercalations grossières : elle dépasse 500 m sur la vallée du Tîrlung en amont de l'embouchure de la vallée Zimbrului, diminue jusqu'à 100 m sur la faite entre la vallée du Tîrlung et la vallée de Doftana et augmente de nouveau jusqu'à 200—250 m, au sud, sur la vallée de Muşiţa. Les macrofossiles recuillies de nombreux gisements attestent l'âge hauterivien terminal-barrémien de la sous-formation dans la partie sud de la région (vallée de Muşiţa — Piciorul lui Ţîrcă) et exclusivement barrémien vers le nord (vallée du Tîrlung et vallée du Zizin) (fig. 28).

b) La sous-formation de Plaiul Şirnei se développe dans la région étudiée seulement dans sa partie méridionale, dans le synclinal de l'embouchure de la vallée de Muşiţa. Elle est formée de marnes grises, en alternance avec des calcirudites (à nombreux éléments de calcaires, d'oolithes, de foraminifères enveloppés et, moins fréquemment, de schistes cristallins, de grès quartzeux, de schistes argileux — Pl. X, fig. 4) ; subordonné, s'ajoutent des grès millimétriques et des marno-calcaires (Pl. VIII, fig. 4). L'âge de la sous-formation de Plaiul Şirnei, établi grâce à un grand nombre des macrofossiles qu'elle contient (fig. 28), est exclusivement barrémien. Son épaisseur, résultée de la construction des coupes géologiques, est de 200—250 m ; mais, en réalité, tenant compte de leur microplissement intense, l'épaisseur est bien plus petite.

Formation de Piscu cu Brazi

Dans les ouvrages antérieurs, la formation (ou les couches) de Piscu cu Brazi a été considérée comme synonyme au „complexe marno-gréseux rouille" (Murgeanu et al., 1959), d'âge barrémien supérieur-aptien, fort répandu dans le flysch interne de la courbure des Carpates Orientales. On a mentionné, toutefois, l'existence dans son cadre, sous le flysch marno-gréseux, d'un paquet marneux (Patrulius, 1969), ayant une épaisseur relativement grande sur quelques coupes. Cela est la situation dans le bassin de la vallée du Tîrlung et à la limite septentrionale du bassin de la vallée de Doftana, où les deux paquets peuvent être séparés en tant qu'entités lithostratigraphiques distinctes : sous-formation de Valea Dracului et sous-formation de Babarunca. La première, présentée pour la première fois sous le nom de „complexe marneux-siltitique" (Avram, 1970) a été dénommée dans cet ouvrage d'après sa coupe type, où elle prend l'épaisseur maximum, notamment Valea Dracului ; la deuxième, connue dans la littérature sous le nom de „complexe marno-gréseux rouille" (Murgeanu et al., 1959) a été dénommée d'après son aire de développement typique (choisie par les auteurs mentionnés), aire située entre la vallée Ramura Mică et la vallée de Babarunca. Il faut ajouter aussi à ces deux sous-formations susmentionnées la sous-formation de Purcăreni (les couches de Purcăreni — Grăf, 1972, 1975 pro parte) présentée rien que dans l'extrémité septentrionale de la région et formée d'un flysch marneux ou marno-gréseux, à intercalations de brèches.

a) La sous-formation de Purcăreni occupe seulement le paquet inférieur des „couches de Purcăreni (Grăf, 1972, 1975), formé d'un flysch marno-

Institutul Geologic al României

gréseux qui comprend de nombreuses brèches du type de celles de la sous-formation de la vallée de Mușița de la formation de Comarnic. Le paquet supérieur (dans l'acception de Gräf), de flysch marno-gréseux, doit être exclu de ces couches, puisqu'il est tout à fait identique, par sa lithologie, au flysch aptien surjacent. La sous-formation de Purcăreni a été rencontrée dans la région en discussion, seulement sur les versants droits des vallées du Zizin et de Burdușale.

b) La sous-formation de Valea Dracului se développe á l'extérieur de l'aréal occupé par la formation de Comarnic, à partir de la source de la vallée Urlățelu, jusqu'à la vallée du Zizin. Elle est caractérisée (fig. 13, 14) par l'abondance de marnes siltiques et d'argiles et par le développement réduit (comme intercalations de 3 mm à 2 cm) des grès calcaires rouille. Plus rarement, s'intercalent des marno-calcaires en plaques, des brèches à orbitolines (Pl. XI, fig. 3) et, dans un seul point, des schistes dissodiliques (fig. 13B). Son épaisseur est d'environ 1000 m sur Valea Dracului et se réduit jusqu'á la disparition vers le sud, à la source de la vallée de Doftana, et vers le sud-est, vers le col de Bratocea. Dans ces derniers secteurs, elle se dispose en discontinuité sur les termes plus anciens de la succession. Son âge, attesté par des fossiles assez nombreuses (fig. 28) est barrémien supérieur-gargasien dans la partie sud de sa zone d'affleurement (où on a identifié une zone à sédimentation condensée — de la source de la vallée de Doftana—vall.e Urlatu Mare) et barrémien supérieur-bedoulien dans la partie nord de la région.

c) La sous-formation de Babarunca apparaît dans la partie est de la région, à partir de la source de la vallée de Doftana vers le nord, occupant presque tout le versant gauche de la vallée du Tîrlung jusqu'à l'embouchure de la vallée Urlatu Mare, et le versant droit de la même vallée en aval du confluent avec Valea Cailor. Elle est formée (fig. 15, 17, 18) d'une alternance de grès calcaires gris-bleuâtres, parfois grossiers (Pl. XI, fig. 4, Pl. XII), ayant une alternation rouille, à marno-argiles siltiques gris, plus rarement à marno-calcaires sidéritiques et à calcarénites blanches ou brunes (comportant des éléments de calcaires, de croûtes, de fragments d'échinides, d'oolithes, d'orbitolines, d'algues, de foraminifères et subordonnée, de schistes cristallins — Pl. XI, fig. 1, 2). Parfois, dans la sous-formation on rencontre des paquets de dépôts à sédimentation chaotique (fig. 20—22). Dans son tiers supérieur se développe des intercalations discontinues de conglomérats, à nombreux blocs de calcaires urgoniens, et de grès massifs, dans un paquet dénommé „horizon de Tesla" (Murgeanu et al., 1959) (fig. 18) ; outre les calcaires algolithiques, les conglomérats de l'horizon de Tesla contiennent bien des éléments calcaires, de grès et de conglomérats quartzitiques, de silicolithes vertes et rouges, de calcschistes rouges, de marno-calcaires, de grès micacés, de schistes cristallins, de basaltes. L'épaisseur de la sous-formation est d'environ 1700 m dans le secteur situé entre la vallée du Zizin et le sommet Dungu et diminue vers le sud et le sud-est jusqu'à 6—700 m dans le bassin de la vallée de Doftana. Au sud de la région, la sous-formation de Babarunca se dispose discontinu sur les dépôts de la formation de Sinaïa et de la sous-formation de Valea Mușiței de la formation de Comarnic. Son âge est bedoulien terminal-clansayesien, sa partie inférieure passant graduellement par changement latéral de faciès vers la partie supérieure de la sous-formation de Valea Dracului. Les conglomérats de l'horizon de Tesla et les dépôts de flysch marno-gréseux à intercalations de conglomérats, qu'il surmonte, ont l'âge clansayesien ; ainsi

Institutul Geologic al României

la position des calcaires urgoniens englobés dans les conglomérats de l'horizon de Tesla est allochtone, tenant compte de la disparition, pendant le Gargasien, du faciès urgonien dans les Carpates Orientales et dans les Pré-Balkans (Dragastan, 1972; Nikolov, 1969).

3. Albien — Conglomérats de Ciucaș-Zăganu

Les conglomérats polygènes, qui se développent au-dessus de la formation de Piscu cu Brazi à l'est de la région, comprennent deux paquets à composition partiellement différente des éléments : celui inférieur, formé de roches sédimentaires diverses (grès et microconglomérats violacés, calcaires rouges, schistes argileux noirs, tufs calcaires roses á brachiopodes, calcaires algolithiques urgoniens) et de schistes cristallins (gneiss occulaires, quartzites, etc) apparaît dans le Mont Dungu, le Mont Ciucaș et le Mont Zăganu ; celui supérieur, formé surtout des calcaires algolithiques et ayant des intercalations de marnes gréseuses-schisteuses micacées, se développe dans le Mont Zăganu. Leur épaisseur peut être appréciée à 800—1000 m, d'après la distance entre leur lit et le sommet du relief actuel ; elle dépasse toutefois 4000 m, si nous la considérons d'après la stratification oblique à grande échelle, qui détermine que les termes de plus en plus nouveaux des conglomérats se disposent sur la formation de Piscu cu Brazi, de l'ouest à l'est. Dans le dernier cas, le paquet inférieur est de 3000 m environ et celui supérieur de 1200 m environ. Leur âge albien (y compris tout au plus une partie du Vraconien inférieur) est précisé par le fait qu'elles surmontent en continuité de sédimentation les dépôts clansayesiens des couches de Piscu cu Brazi et supportent en transgression des dépôts fossilifères représentant le Vraconien supérieur (Ștefănescu, Zamfirescu, 1964).

B) DOMAINE DE BOBU

Le domaine de Bobu est présent dans la partie sud-est de la région et comprend les dépôts de flysch éocrétacé qui diffèrent de ceux du domaine de Zamura-Bratocea, dans l'intervalle aptien-albien. Dans ce domaine de sédimentation, la formation de Sinaïa (représentée seulement par la sous-formation gréseuse) et la formation de Comarnic supportent la formation de Podu Vîrtos et la formation de Bobu.

1. Néocomien et Barrémien

La formation de Sinaïa et la formation de Comarnic se recontrent, à caractères voisins de celles du domaine de Zamura-Bratocea, sur une aire restreinte, dans l'extrémité méridionale de la région entre Valea Neagră et Pietrele Dinților. Elles supportent en discontinuité les dépôts de l'âge aptient supérieur et albien.

2. Aptien supérieur-Albien basal

La formation de Podu Vîrtos apparaît à jour dans le bassin supérieur de la vallée de Doftana et à la source de la vallée du Tîrlung, à partir du sud de Valea Neagră jusqu'à Valea Cailor. Sa partie inférieure est caractérisée d'une alternance de marnes siltiques gris-verdâtres, à grès minces (de quelques millimè-

Institutul Geologic al României

tres jusqu'à 2—3 cm) et à marno-calcaires sidéritiques sous-décimétriques, assez abondants ; ce paquet, inférieur (contenant dans le bassin de Doftana de fossiles qui attestent l'âge clansayesien — fig. 28) ressemble aux affleurements de la coupe type de la formation située sur la vallée de Prahova, à la limite sud de la région, sur Valea Neagră, sa succession se continuant avec un paquet épais de 5—600 m, formé de grès micacés dans des bancs épais, à intercalations de marnes gréseuses gris-noirâtres. Ce paquet comprend aussi une intercalation de 2—3 m de conglomérats polygènes (formés de micrites à radiolaires, *Saccocoma*, foraminifères, d'intrasparites à milliolides, d'oosparites, de grès de la formation de Sinaïa et, subordonné, de gneiss à muscovite et quartzites) ; les fossiles qu'il contient attestent l'âge albien inférieur (fig. 28). Sur la même coupe, la partie terminale de la formation est constituée d'un paquet de flysch à grès micacés en plaques et à marnes siltiques grises, où apparaissent de nouveau les marno-calcaires sidéritiques. L'épaisseur de la formation est de 7—800 m dans Valea Neagră (où englobe le paquet décrit ci-dessus) et diminue jusqu'au moins 200 m vers le sud et vers le nord.

3. Albien

La formation de Bobu est présente dans le bassin supérieur de la vallée du Tîrlung et dans celui de la vallée de Doftana rien que par ses termes inférieur et médian : sous-formation de Pirîul Mogoșului (ou complexe de marnes et de grès calcaires) (Popescu, 1958) et sous-formation de Babeș (Marinescu, 1972) (= complexe des grès massifs et des conglomérats — Popescu, 1958).

a) La sous-formation de Pirîul Mogoșului est formée de marnes siltiques et de grès calcaires gris, durs, rarement curbicorticaux (fig. 24) ; á sa partie inférieure on a reconnu un paquet — repère lithologique (fig. 23), caractérisé par la présence des marnes siltiques en plaquettes ; sa partie supérieure admet des intercalation de grès massifs, qui deviennent prédominants dans la sous-formation mediane de la Formation de Bobu. Les fossiles recueillies de la sous-formation proviennent dans la plupart du paquet basal, à marnes en plaquettes (Avram, 1972) ; elles attestent l'âge albien inférieur (zone Tardefurcata et zone Mammilatum — (fig. 28). Son épaisseur atteint 2000 m dans sa zone de développement maximum (l'alignement Valea Neagră-Mont de Babeș) et diminue vers le nord et le sud.

b) La sous-formation de Babeș apparaît dans la région seulement dans sa partie est, dans le Mont Babeș-Fața lui Gherghel. Elle est formée de grès massifs et de conglomérats polygènes parmi lesquels s'intercalent des dépôts de flysch marno-gréseux, tout à fait comparables, dans la partie inférieure de la sous-formation, à ceux de la sous-formation de Pîrîul Mogoșului.

C) DÉPÔTS QUATERNAIRES

On a identifié et séparé cartographiquement dans la région : les glissements de terrain, les dépôts colluviaux (graviers), déluviaux, proluviaux (cônes de déjection) et alluviaux (alluvions, terrasses). Les dernières, séparées cartographiquement le long des grandes vallées (en trois groupes : inférieures, moyenes et supérieures) sont du type accumulatif ; elles sont toutes divergentes sur la vallée de Doftana et la vallée de Doftana Ardeleană et partiellement (les terasses supérieures) sur la vallée du Tîrlung.

Institutul Geologic al României

III. PROVÉNIENCE DU MATÉRIEL DÉTRITIQUE ENGLOBÉ DANS LES RUDITES ET LES ARÉNITES DU FLYSCH CRÉTACÈ INFÉRIEUR

L'origine du matériel détritique des dépôts crétacés inférieurs de la région a été indiquée d'une part par leur composition pétrographique et d'autre part par les mécanogliphes montrant les directions de transport. Dans la formation de Sinaïa, les brèches de la sous-formation calcaire et de celle calcaire-gréseuse contiennent des calcaires gris-noirâtres (intramicrites et intrasparites à *Saccocoma*, micrites à néoformation de quartz, pelots) à côté des schistes chlorito-séricitеux, quartzites, quartz partiellement calcitisé, feldspaths plagioclases. Parmi ces éléments, les premiers peuvent être comparés aux dépôts tithoniques inférieurs similaires du territoire de Leoata ; aussi les schistes cristallins reconnus comme des éléments dans les brèches susmentionnées entrent dans la composition de toutes les séries cristallines de Leoata ; même la présence de la biotite, qui apparaît relativement rarement, devrait être expliquée comme provenant de l'intérieur de l'arc carpatique, puisque l'existence des paragneiss à biotite est connue en Leaota (Gherasi, 1956). Les brèches de la sous-formation gréseuse renferment des schistes cristallins épizonaux (quartzites, schistes séricito-chloriteux et chloriteux), elles constituant même un niveau de klippes, insédimentées à partir du Mont d'Orjogoaia et continuant par-delà la région du Mont Prislopu jusqu'à la vallée de Zamura — fide Murgeanu et al., 1964, et schistes cristallins mésozonaux (micaschistes à muscovite, feldspaths, muscovite et biotite isolés) ; leur source est très probablement la partie méridionale du Massif de Leaota où apparaissent toutes les roches cristallines mésozonales susmentionnées. Les calcaires de ces brèches—là se recontrent dans le Jurassique supérieur du territoire est de Leaota (calcaires à *Saccocoma*, à *Globochaete* et spicules, à calpionelles) ou dans la série de Preleaota (calcaires rougeâtres). Les directions de palleocourants (fig. 25) mesurés sur les grès de la formation de Sinaïa montrent le transport du matériel constitutif du sud-est et de l'est (la dernière pour les grès épais de la sous-formation gréseuse) ; leur valeur est toutefois discutable à cause du microplissement excessif des dépôts appartenant à la formation de Sinaïa. Dans la formation de Comarnic les éléments constitutifs des brèches de la sous-formation de Valea Muşiţei sont, outre les schistes cristallins épizonaux (schistes séricito-chloriteux, quartzites parfois chloritisées), feldspaths plagioclases, gneiss et micaschistes à muscovite et biotite, micaschistes à grents, conglomérats quartzitiques rouges, schistes argileux et calcaires noirs probablement triasiques, grès micacés verdâtres liasiques, calcaires divers (micrites à calpionelles, à *Saccocoma*, à algues, parfois contenant même des ammonites). Toutes les roches susmentionnées se retrouvent soit dans les séries cristallines de Leaota (voir Gherasi et Dumitrescu, 1964, page 155), soit dans les dépôts mésozoïques de sa couverture sédimentaire ou de sa zone limitrophe septentrionale aux environ du Braşov (voir Săndulescu, 1964 ; Patrulius, 1969). Les mécanogliphes de la sous-formation de Valea Muşiţei indiquent des directions de transport de l'est (sud-est ou nord-est) mais aussi de l'ouest ; leur valeur, tout comme dans le cas de celles de la formation de Sinaïa, est douteuse á cause du microplissement des couches. Les éléments de calcarénites de la sous-formation de Plaiul Şirnei sont formées des calcaires pellitiques à *Saccocoma*, des micrites à calpionelles, et subordoné des schistes cristallins, à savoir mica-

Institutul Geologic al României

schistes, gneiss à biotite, amphibolites (provenues probablement du „faciès amphibolique" du cristallin de Leaota) ; seulement sur le premier affluent de gauche de la vallée de Doftana en amont de l'embouchure de Valea Neagră, apparaissent également de grands blocs de trémolitite. Excepté les derniers, dont l'origine est difficile á établir faute des roches similaires affleurant à jour à présent, toutes les autres roches constitutives sont d'origine centrale-carpatique. Dans la formation de Piscu cu Brazi les calcarénites de la sous-formation de Valea Dracului contiennent des calcaires pellétiques à milliolides et calpionelles, des calcaires gris, blancs ou rougeâtres sembables à ceux du Malm du versant ouest des Bucegi et du Tithonique du Couloir de la Dîmbovicioara. Les éléments de schistes cristallins (quartzites, schistes chlorito-sériciteux, rarement gneis à biotite) ont, tout comme dans le cas des entités lithostratigraphiques déjà discutées, la même origine de la zone centrale-carpatique. Egalement, les directions de courant indiquées par les mécanogliphes montrent un transport de l'ouest ou du nord-ouest (fig. 25). Il y a aussi des directions contraires, sur les arénites du même type, dues probablement á la résédimentation du matériel par des courants de turbidité (qui prennent naissance pendant l'Aptien à la suite des mouvements tectoniques synsédimentaires), et au relief du bassin de sédimentation ; d'ailleurs, en quelques points, dans la succession de la sous-formation apparaissent des paquets de dépôts à textures de glissement sous-marine. Les conglomérats de l'horizon de Tesla sont remarquables par l'abondance des éléments des calcaires algolithiques urgoniens et par la composition pétrographique relativement constante sur toute la zone d'apparition : conglomérats quartzitiques triassiques, grès quartzitiques blancs ou jaunâtres liasiques ou du Dogger, calcaires coralliens de Stramberg et calcaires à calpionelles, calcschistes rougeâtres valanginiens (contenant des calpionelles de la zone à Calpionellites, R e m a n e, 1968) marno-calcaires gris, quartzites et basaltes ; à la différence des conglomérats du Néocomien supérieur et du Barrémien, les calcaires à *Saccocoma* y manquent et sont fort rares ceux à calpionelles. Ainsi, la composition des éléments suggère surtout la parenté avec les dépôts mesozoiques de la zone de l'ouest de Brașov. La distribution de conglomérats (qui présentent une épaisseur et une granolométrie similaire dans le nord et le sud de la région — sur le sommet Ciclomul et respectivement dans les synclinaux Urlățelu et Cioara — mais qui passent à des grès massifs dans une zone située entre les secteurs de Valea Dracului jusqu'à la source de la vallée du Dungu) montreraient leur apport par plusieurs canaux transversaux et, ensuite, leur rédistribution le long du bassin de sédimentation. Dans la formation de Bobu, les mécanogliphes des grès de la sous-formation de Pîrîul Mogoșului met en évidence leur transport du sud-ouest vers nord-est (fig. 25) ; pour la sous-formation de Babeș (tout come pour les conglomérats de Ciucaș-Zăganu — M i h ă i l e s c u et al., 1967) l'origine de leur matériel de la zone centrale-carpatique est soulignée par la diminution vers le sud et vers l'est de leur épaisseur et granulation, en corrélation avec l'éloignement de la source.

IV. TECTONIQUE

L'opinion actuelle sur l'edifice structural de la courbure des Carpates Orientales est le résultat de l'évolution des idées mentionnées dans les ouvrages de M r a z e c, T e i s s e y r e (1907), ensuite de M r a z e c (1910), de P o p e s c u-V o i-

Institutul Geologic al României

teşti (1910), de Mrazec, Popescu-Voiteşti (1912—1914), de Preda (1925, 1939), de Macovei, Athanasiu (1923), de Macovei (1927), de Murgeanu (1934), de Filipescu (1937, 1955)) de Băncilă (1958), de Popescu (1958), de Dumitrescu et al., (1962), de Dumitrescu, Săndulescu (1968, 1970), de Contescu (1968, 1969), de Ştefănescu (1969), de Patrulius et al., (1967). D'après le système de nomenclature employé par le dernier ouvrage. considéré par nous comme le plus adéquat par la zone de courbure des Carpates Orientales, la région en question se situe dans l'Unité des Dacides marginales, dans la zone de développement de la sous-unité de Zamura-Bratocea et de la sous-unité de Bobu. La ligne de charriage d'entre les deux sous-unités, tracée antérieurement jusqu'à Pasul Bratocea (Popescu, 1958) ou traversant la région à la limite ouest de l'aire d'affleurement de la formation de Bobu (Ştefănescu, 1969) a pu être poursuivie à l'extérieur des affleurments de la formation de Comarnic a partir de la vallée Ramura Mică, de Valea Cailor, de l'entrée de la vallée du Tîrlung — vallée de Zănoaga jusqu'au confluent de la vallée de Doftana avec Valea Neagră, à la limite sud du périmètre.

A) Les dislocations plicatives

Les déformations plicatives reconnues dans la sous-unité de Zamura-Bratocea sont orientées NNE-SSW : l'anticlinal Valea Paltinului—Valea Tare et l'anticlinal Muntele Turcului—Valea Tare—Vîrful Comloş ; le synclinal Muntele Zănoaga—Piscu Dracului ; l'anticlinal Piciorul Predeluş—Valea Zimbrului ; le synclinal Valea Glodeasa ; le synclinal Muntele Urlăţelu ; le synclinal Gura Muşiţei ; le synclinal Muntele Cioara ; le synclinal Muntele Roşca, ou sont orientées E-W : l'anticlinal Valea Teslei, le synclinal Dungu, l'anticlinal Valea Dobromirului. Ces deux systèmes de plissements s'entrecoupent, engeandrant des surrections et des afaissements axiaux des entités lithostratigraphiques. Dans l'unité de Bobu on a identifié un seul synclinal important -- synclinal de Zănoaga.

B) Les dislocations rupturales

Les dislocations rupturales de la sous-unité de Zamura-Bratocea ont une disposition longitudinale : faille Muşiţa, faille Urlatu Mare, faille Valea Zizinaşului, ou transversale : faille Valea Zizinului, faille Ramura Mică et faille de S. de Paltinu. La ligne de Bratocea est décrochée, dans la région, de deux failles transversales : faille Valea Neagră et une faille plus petite, á la source de la vallée du Tîrlung (à l'est du Mont Cioara) (fig. 26).

C) Evolution tectonique de la région

Dans la domaine de sédimentation de la formation de Sinaia (dans l'aréal de l'anticlinorium Zamura) les premiers mouvements tectoniques, qui ont provoqués des variations dans l'épaisseur des entités lithostratigraphiques et des discontinuités de sédimentation, apparaissent pendant le Barrémien : phase embrionaire austro-alpine (Patrulius, 1969). A la suite des changements produits par cette phase dans la morphologie du bassin de sédimentation, pendant l'Aptien supérieur commence le dépôt de la formation de Podu Vîrtos dans le domaine de Bobu, cette formation étant le correspondent distal de la partie supé-

Institutul Geologic al României

rieure de la formation de Piscu cu Brazi (flysch proximal) située à l'intérieur. Durant l'Albien, la migration de la zone du flysch vers l'extérieur a déterminé une zonation encore plus évidente des faciès : les conglomérats de Ciucaș-Zăganu (paramolasse) sont remplacés vers l'extérieur (vers l'est) par le flysch grossier de Bobu (flysch proximal), et celui-ci par la „série" de Teleajen (flysch distal) (fig. 27). La phase autrichienne nouvelle a provoqué une interruption presque générale de la sédimentation entre l'Albien (ou Vraconien inférieur) et le Vraconien supérieur, lorsque commence le dépôt des premiers termes de la „série" de Dumbrăvioara (post flysch, selon Contescu, 1967). A la même phase revient la formation des plis orientés E-W de la région, comme le résultat à la courbure des Carpates des premiers mouvements d'avancement de la Nappe Gétique des Carpates Méridionales. Les plis orientés NNE-SSW se sont formés pendant une seconde phase de paroxisme orogénique — celle laramique — qui a provoqué aussi la poussée du domaine de Bobu sur le flysch curbicortical jusqu'à la formation des nappes de charriage. Les mouvements ultérieurs á la mise en place de la nappe de Bratocea ont formé des accidents rupturaux d'une ampleur plus petite, qui affectent cette ligne (faille Valea Neagră, failles à l'est du Mont Cioara, faille Ramura Mică, Valea Zizinului et Valea Zizinașului) qui ont presque la même direction comme les plis formés pendant la première phase de paroxisme orogénique susmentionnée. Les mouvements néotectoniques — mis en évidence par le caractère divergent des terrasses et par la position des cônes de déjection évasés — ont provoqué le soulèvement plus accentué de la zone centrale de l'anticlinorium de Zamura par rapport à la zone du Ciucaș durant le Quaterniere inférieur ; ce soulèvement a été suivi d'une période de stabilité relative sur le versant transylvain après la formation des terrasses supérieures, et du soulèvement en bloc de toute la zone montagneuse jusqu'au aujourd'hui.

D) Position de la région dans l'ensemble structural de la coubure des Carpates Orientales

La comparaison des faciès du Crétacé inférieur de la région avec ceux de la vallée du Teliu a relevé la valeur majeure de la faille Valea Zizinașului (qui part de la semi-fenêtre de Teliul), celle-ci délimitant des dépôts aptiens et albiens des faciès différents : ceux qui apparaissent dans le synclinal de Teliu (ayant comme terme supérieur, dans le ruisseau Valea Fătăciunii un paquet de marnes siltiques en plaquettes fossilifères, comparable à celui de la partie inférieure de la formation de Bobu), à l'intérieur, et ceux du secteur de la vallée du Zizin — sommet Ciclomul, appartenant au domaine de Zamura-Bratocea, à l'extérieur. Au sud de la région en question (jusqu'à la vallée de Prahova, où elle a été reconnue par Ștefănescu, 1969) la ligne de Bratocea doit être cherchée entre le Mont de Rusu cu Lacuri et la zone de Trăisteni—Cheile Teșilei—Secăria, vu les différences entre les faciès de dépôts clansayésiens et albiens.

V. PALÉOGÉOGRAPHIE

Les nouvelles données sur l'âge et les variations de l'épaisseur des entités lithostratigraphiques nous ont permis de reviser l'image sur l'évolution paléogéographique de la région, par rapport aux données de littérature

Institutul Geologic al României

(Murgeanu, 1934; Murgeanu et al., 1963; Mihăilescu, 1967; Patrulius, 1969). En Barrémien et en Aptien inférieur et moyen les dépôts de la formation de Sinaïa ont constitué une zone de soulèvement (submerse) dans l'areal actuel de l'anticlinorium de Zamura et une seconde zone de soulèvement occupant la partie sud du domaine de Zamura-Bratocea jusqu'à l'areal de développement ultérieur du domaine de Bobu (fig. 29); en Clansayésien et en Albien la zone de soulèvement de Zamura s'est maintenue, mais dans le domaine de Bobu a eu lieu l'approfondissement graduel du bassin de sédimentation (fig. 30). Donc il y avait dans la région des secteurs caractérisés par sédimentation plus active, menant à une accumulation plus épaisse des dépôts : le secteur de Valea Dracului—Mont Dungu (pour le Barrémien et l'Aptien du domaine de Zamura-Bratocea), l'aréal entourant le Mont Urlatu—Mont Cioara et le sommet Ciclomului (pour l'horizon de Tesla, dans le même domaine) et le secteur de Valea Neagră—Mont Babeș (pour la formation de Bobu). Il y avait aussi des secteurs où s'est produit une sédimentation condensée : á l'ouest du Mont Urlatu et sur l'affleurent de droite de la vallée Zizinașului (en Barrémien et Bedoulien — fig. 29, 30). Des indications sur les conditions de milieu dans le bassin de sédimentation du flysch éocrétacé ont été fournies par la présence des calcaires récifaux urgoniens (insédimentés dans l'horizon de Tesla), des schistes dissodiliques (dans la partie inférieure de la formation de Piscu cu Brazi) et de la pyrite (surtout dans la formation de Comarnic).

EXPLICAȚIA PLANȘELOR

Planșa I

Fig. 1—25. — *Calpionella alpina* Lor. 1—11. Subformațiunea calcaroasă din formațiunea de Sinaia : 1, Valea lui Manole ; 2—4, creasta Baiului la nord de Vîrful Rusului ; 5—6, creasta Baiului la nord de Vîrful Șteviei ; 7, creasta Baiului la nord de Vîrful Neamțului (exemplar piritizat) ; 8—9, afluentul dreapta al văii Pîraie, la obîrșie ; 10—11, Valea Paltinului. 12—20, Limita superioară a subformațunii calcaroase : 12—14, creasta Baiului la obîrșia Văii lui Manole ; 15, obîrșia Văii lui Manole, sub creastă ; 16—17, creasta Baiului la sud de Vîrful Rusului ; 18—20, Valea Paltinului. 21—23, subformațiunea calcaro-grezoasă : 21. Valea Paltinului ; 22, creasta Baiului la obîrșia văii lui Manole ; 23, Valea Mușiței. 24, 25, Subformațiunea grezoasă, la nord de vîrful Orjogoaia.

Calpionella alpina Lor. 1—11, sous-formation calcaire de la formation de Sinaïa : 1, Valea lui Manole ; 2—4, la crête des Monts Baiului au nord du sommet Rusului ; 5, 6, la crête des Monts Baiului au nord du sommet Șteviei ; 7, la crête des Monts Baiului au nord du sommet Neamțului (exemplaire pyriteux) ; 8, 9, affluent droit de la vallée Pîraie, à l'embouchure ; 10, 11, la vallée Paltinului 12—20, limite supérieure de la sous-formation calcaire : 12—14, la

Institutul Geologic al României

crête des Monts Baiului à la source du ruisseau Valea lui Manole ; 15, source du ruisseau Valea lui Manole, sous la crête ; 16, 17, la crête des Monts Baiului au sud du sommet Rusului ; 18—20, la vallée Paltinului ; 21—23, sous-formation calcaire-gréseuse : 21, la vallée Paltinului ; 22, la crête des Monts Baiului à la source du ruisseau Valea lui Manole ; 23, la vallée de Mușița. 24—25, sous-formation gréseuse, au nord du sommet Orjogoaia.

Planșa II

Fig. 1—4. — *Calpionella* sp. 1, 2, Subformațiunea calcaroasă : 1, Valea Paltinului ; 2, afluentul dreapta al văii Pîraie. 3, 4, Subformațiunea calcaro-grezoasă : 3, creasta Baiului la sud de Vîrful Rusului ; 4, creasta Baiului la nord de Vîrful Rusului.

Calpionella sp. 1, 2, Sous-formation calcaire : 1, la vallée Paltinului ; 2, l'affluent droit de la vallée Pîraie. 3, 4, Sous-formation calcaire-gréseuse : 3, la crête des Monts Baiului au sud du sommet Rusului ; 4, la crête des Monts Baiului au nord du sommet Rusului.

Fig. 5. — *Calpionella elliptica* Cad. Limita superioară a subformațiunii calcaroase, obîrșia Văii lui Manole sub creastă.

Calpionella elliptica Cad. La limite supérieure de la sous-formation calcaire, à la source du ruisseau Valea lui Manole sous la crête.

Fig. 6—10. — *Crassicollaria brevis* Rem. Subformațiunea calcaroasă : 6 creasta Baiului la nord de Vîrful Rusului ; 7, creasta Baiului la sud de Vîrful Rusului ; 8, 10, Valea Paltinului ; 9, creasta Baiului la nord de Vîrful Șteviei.

Crassicollaria brevis Rem. La sous-formation calcaire ; 6, la crête des Monts Baiului au nord du sommet Rusului ; 7, la crête des Monts Baiului au sud du sommet Rusului ; 8, 10, la vallée Paltinului ; 9, la crête des Monts Baiului au nord du sommet Șteviei.

Fig. 11. — *Crassicollaria ?* aff. *brevis* Rem. Limita superioară a subformațiunii calcaroase, creasta Baiului la sud de Vîrful Rusului.

Crassicollaria ? aff. *brevis* Rem. La limite supérieure de la sous-formation calcaire, la crête des Monts Baiului au sud du sommet Rusului.

Fig. 12—18. — *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga). Subformațiunea calcaroasă : 12, Valea Paltinului ; 13—15, 17, creasta Baiului la nord de Vîrful Șteviei ; 16, creasta Baiului la nord de Vîrful Rusului ; 18, afluentul dreapta al văii Pîraie.

Crassicollaria intermedia (Durand-Delga). La sous-formation calcaire : 12, la vallée Paltinului ; 13—15, 17, la crête des Monts Baiului au nord du sommet Șteviei ; 16, le crête des Monts Baiului au nord du sommet Rusului ; 18, l'affluent droit de la vallée Pîraie.

Institutul Geologic al României

Fig. 19, 20. — *Crassicollaria parvula* Rem. din subformaţiunea calcaroasă : 19, afluentul dreapta al văii Pîraie ; 20, creasta Baiului la nord de Vîrful Ştevlei.

Crassicollaria parvula Rem. de la sous-formation calcaire : 19, l'affluent droit de la vallée Pîraie ; 20, la crête des Monts Baiului au nord du sommet Ştevlei.

Planşa III

Fig. 1—3. — *Crassicollaria parvula* Rem. 1, 2, Subformaţiunea calcaroasă, valea Paltinului ; 3, subformaţiunea calcaro-grezoasă, Valea Muşiţei.

Crassicollaria parvula Rem. 1, 2, La sous-formation calcaire, la vallée Paltinului ; 3, la sous-formation calcaire-greseuse, la vallée de Muşiţa.

Fig. 4, 5. — *Crassicollaria ?* aff. *parvula* Rem. — forme apropiate de Calpionella *alpina*. Subformaţiunea calcaroasă, Valea Paltinului.

Crassicollaria ? aff. *parvula* Rem. — des formes approchées de *Calpionella alpina*. La sous-formation calcaire, la vallée Paltinului.

Fig. 6, 8, 9. — *Crassicollaria massutiniana* (Col.). 6, Subformaţiunea calcaroasă, creasta Baiului la nord de Vîrful Rusului ; 8, limita superioară a subformaţiunii calcaroase, creasta Baiului la obîrşia Văii lui Manole ; 9, baza subformaţiunii calcaro-grezoase, creasta Baiului la obîrşia Văii lui Manole.

Crassicollaria massutiniana (Col.). 6, La sous-formation calcaire la crête des Monts Baiului au nord du sommet Rusului ; La limite supérieure de la sous-formation calcaire, la crête des Monts Baiului à la source du ruisseau Valea lui Manole ; 9, la base de la sous-formation calcaire-gréseuse, la crête des Monts Baiului à la source du ruisseau Valea lui Manole.

Fig. 7. — *Crassicollaria* aff. *massutiniana* (Col.). Limita superioară a subformaţiunii calcaroase, obîrşia Văii lui Manole.

Crassicollaria aff. *masutiniana* (Col.). La limite supérieure de la sous-formation calcaire, à la source du ruisseau Valea lui Manole.

Fig. 10—16. — *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.). 10—12, Subformaţiunea calcaroasă, afluentul dreapta al văii Piraie ; 13, 14, limita superioară a subformaţiunii calcaroase, obîrşia Văii lui Manole sub creastă şi, respectiv, în creasta Baiului la obîrşia Văii lui Manole ; 15, 16, subformaţiunea calcaro-grezoasă, creasta Baiului la obîrşia Văii lui Manole.

Tintinnopsella carpatica (Murg. et Fil.). 10—12, La sous-formation calcaire, l'affluent droit de la vallée Pîraie ; 13, 14, la limite supérieure de la sous-formation calcaire à la source du ruisseau Valea lui Manole ; 15, 16, la sous-formation calcaire-gréseuse, la crête des Monts Baiului à la source du ruisseau Valea lui Manole.

Institutul Geologic al României

Fig. 17. — *Remaniella ?* sp. aff. *R. cardischiana* (C o l.). Limita dintre subformațiunea calcaroasă și cea calcaro-grezoasă, în creasta Baiului la obîrșia Văii lui Manole.

Remaniella ? sp. aff. *R. cardischiana* (C o l.). La limite entre la sous-formation calcaire et celle calcaire-gréseuse, la crête des Monts Baiului à la source du ruisseau Valea lui Manole.

Fig. 18. — *Calpionellopsis oblonga* (C a d.). Subformațiunea calcaro-grezoasă, creasta Baiului la sud de obîrșia Văii lui Manole.

Calpionellopsis oblonga C a d.). La sous-formation calcaire-gréseuse, la crête des Monts Baiului au sud de la source du ruisseau Valea lui Manole.

Fig. 19. — *Amphorellina ?* sp. La partie supérieure de la sous-formation cal- Valea Caldă.

Amphorellina ? sp. La partie supérieure de la sous-formation calcaire-gréseuse, le ruisseau Valea Caldă.

Fig. 20. — Secțiune oblică printr-un exemplar de *Calpionella* (?) avînd la polul oral particule de sparit amintind gulerul de *Calpionellopsis*. Subformațiunea grezoasă, afluentul dreapta al Văii lui Manole din amonte de confluența cu Valea Caldă.

Section oblique dans un exemplaire de *Calpionella* (?), ayant au pôle oral des particules de sparite qui suggèrent le col de *Calpionellopsis*. La sous-formation gréseuse, l'affluent droit du ruisseau Valea lui Manole en amont du confluent avec le ruisseau Valea Caldă.

Planșa IV

Fig. 1. — Grezocalcar cenușiu-micrit cu zone recristalizate și cu neoformații de feldspat. Limita superioară a subformațiunii calcaroase din formațiunea de Sinaia, Valea Tigăilor. × 85.

Gréso-calcaire grisâtre-micrite à zones recristallisées et à néoformations de feldspath. La limite supérieure de la sous-formation calcaire de la formation de Sinaïa, la vallée Tigăilor. × 85.

Fig. 2. — Marnocalcar cenușiu-micrit cu rare foraminifere bentonice. Subformațiunea calcaroasă din formațiunea de Sinaia, creasta Baiului la sud de Vîrful Rusului. × 85.

Marno-calcaire grisâtre-micrite à foraminifères benthiques. La sous-formation calcaire de la formation de Sinaïa, la crête des Monts Baiului au sud du sommet Rusului. × 85.

Fig. 3. — Calcșist verde. Subformațiunea calcaroasă din formațiunea de Sinaia, creasta Baiului între vîrful Pîraie și Vîrful Neamțului. × 4,8.

Schiste calcaire vert. La sous-formation calcaire de la formation de Sinaïa, la crête des Monts Baiului entre le sommet Pîraie et le sommet Neamțului. × 4,8.

Institutul Geologic al României

Fig. 4. — Marnocalcar cenuşiu-micrit cu radiolari şi spiculi de spongieri. Limita superioară a subformaţiunii calcaroase din formaţiunea de Sinaia, sub Vîrful Rusului. × 42.

Marno-calcaire grisâtre-micrite à radiolaires et spicules de spongiaires. La limite supérieure de la sous-formation calcaire de la formation de Sinaïa, sous le sommet Rusului. × 42.

Planşa V

Fig. 1. — Marnocalcar cenuşiu-micrit cu radiolari, calpionele şi neoformaţii de feldspat. Subformaţiunea calcaroasă din formaţiunea de Sinaia valea Pîraie la obîrşie. × 85.

Marno-calcaire grisâtre-micrite à radiolaires, calpionelles et à néoformations de feldspath. La sous-formation calcaire de la formation de Sinaïa, la vallée Pîraie à la source. × 85.

Fig. 2. — Marnocalcar cenuşiu-micrit parţial recristalizat, cu radiolari şi neoformaţiii de feldspat. Baza subformaţiunii calcaro-grezoase a formaţiunii de Sinaia, valea Doftana Ardeleană la obîrşie. × 85.

Marno-calcaire grisâtre-micrite partiellement recristallisée, à radiolaires et à néoformations de feldspath. La base de la sous-formation calcaire-gréseuse de la formation de Sinaïa, la vallée Doftana Ardeleană à la source. × 85.

Fig. 3. — Marnocalcar cenuşiu-micrit cu neoformaţii de feldspat. Subformaţiunea calcaro-grezoasă din formaţiunea de Sinaia, Valea Paltinului. × 85.

Marno-calcaire grisâtre-micrite à néoformations de feldspath. La sous-formation calcaire-gréseuse de la formation de Sinaïa, la vallée Paltinului. × 85.

Fig. 4. — Marnocalcar cenuşiu-intramicrit cuprinzînd intraclaste cu calpionele, cu neoformaţii, fragmente de echinizi, etc. Baza subformaţiunii calcaro-grezoase, Valea lui Manole la obîrşie. × 42.

Marno-calcaire grisâtre-intramicrite contenant des intraclastes à calpionelles, néoformations, fragments d'échinodermes, etc. La base de la sous-formation calcaire-gréseuse, le ruisseau Valea lui Manole à la source. × 42.

Planşa VI

Fig. 1. — Trecerea de la o gresie fină, convolută la marno-calcar. Subformaţiunea calcaro-grezoasă, valea Pîraie sub Vîrful Ştevlei. × 4,8.

Le passage d'un grès fin, convolut, à un marno-calcaire. La sous-formation calcaire-gréseuse, la vallée Pîraie sous le sommet Ştevlei. × 4,8.

Fig. 2. — Alternanţe marnocalcar-grezocalcar ; corpurile sferice sînt radiolari calcitizaţi. Baza subformaţunii calcaro-grezoase din formaţiunea de Sinaia, creasta Baiului la sud de Vîrful Rusului. × 4,8.

Institutul Geologic al României

Alternances marno-calcaire — gréso-calcaire ; les corps sphériques représentent des radiolaires calcitisés. La base de la sous-formation calcaire-gréseuse de la formation de Sinaïa, la crête des Monts Baiului au sud du sommet Rusului. × 4, 8.

Fig. 3. — Zone de grezocalcar în marnocalcar. Subformațiunea calcaro-grezoasă din formațiunea de Sinaia, creasta Baiului la sud de Vîrful Rusului (la obîrșia Văii Calde). × 4, 8.

Zones de grèso-calcaire dans un marno-calcaire. La sous-formation calcaire-gréseuse de la formation de Sinaïa, la crête des Monts Baiului au sud du sommet Rusului (à la source du ruisseau Valea Caldă) × 4, 8.

Fig. 4. — Lamină de grezocalcar în marnocalcar ; cu radiolari, foraminifere, spiculi, calpionele și neoformații de feldspați și cuarț. Aceeași secțiune ca în fig. 3. × 42.

Lamine de grèso-calcaire dans un marno-calcaire ; à radiolaires, foraminifères, spicules, calpionelles et néoformations de feldspath et quartz. La même lame mince comme la fig. 3. × 42.

Planșa VII

Fig. 1. — Marnocalcar negru, fin diaclazat — micrit cu zone de material mai grosier. Partea superioară a subformațiunii grezoase din formațiunea de Sinaia, Muchea Zarapa. × 4, 8.

Marno-calcaire noir, finement diaclasé — micrite à zones de matériel plus grossier. La partie supérieure de la sous-formation gréseuse de la formation de Sinaïa, la cime Muchea Zarapa. × 4, 8.

Fig. 2. — Marnocalcar alb diaclizat — micrit cu radiolari. Partea superioară a subformațiunii grezoase din formațiunea de Sinaia, muntele Orjogoaia la est de vîrful Măciuca lui Cocoș. × 42.

Marno-calcaire blanc, diaclasé — micrite à radiolaires. La partie supérieure de la sous-formation gréseuse de la formation de Sinaïa, le Mont Orjogoaia à l'est du sommet Măciuca lui Cocoș. × 42.

Fig. 3. — Marnocalcar alb — micrit parțial recristalizat, cu rare calpionele (în dreapta sus, × 85). Ultimul afluent mai mare de pe stînga pîrîului Vaida. × 42. Aceeași subformațiune.

Marno-calcaire blanc — micrite partiellement récristalisée, à calpionelles rares (haut à droite, × 85). Le dernier affluent gauche plus important du ruisseau Vaida. × 42. La même sous-formation.

Fig. 4. — Grezocalcar (lipit de gresie) — intrasparit cu foraminifere și neoformații de feldspat. Valea Caldă. × 85. Aceeași subformațiune.

Institutul Geologic al României

Grèso-calcaire (adchérent au grès) — intrasparite à foraminiferes et néoformations de feldspath. Le ruisseau Valea Caldă. × 85. La même sous-formation.

Planşa VIII

Fig. 1. — Marnocalcar cenuşiu cu canale de viermi — micrit cu radiolari. Subformaţiunea de Valea Muşiţei din formaţiunea de Comarnic, muntele Orjogoaia (în sinclinalul Glodeasa). × 4, 5.

Marno-calcaire grisâtre à canaux des vers — micrite à radiolaires. La sous-formation de Valea Muşiţei de la formation de Comarnic, le Mont Orjogoaia (dans le synclinal Glodeasa). × 4, 5.

Fig. 2. — Marnocalcar alb — micrit cu neoformaţii de feldspat, radiolari şi solzi de muscovit orientate. Limita inferioară a formaţiunii de Comarnic, valea Doftanei. × 85.

Marno-calcaire blanc — micrite à néoformations de feldspath, radiolaires et écailles de muscovite orientées. La limite inférieure de la formation de Comarnic, la vallée de Doftana. × 85.

Fig. 3. — Calcarenit fin, cu desfacere în plăci, avînd fosile pe suprafeţele de stratificaţie. Subformaţiunea de Plaiul Şirnei din formaţiunea de Comarnic, primul afluent pe stînga văii Doftanei spre aval de confluenţa cu Valea Muşiţei. × 4.

Calcarénite fin, en plaques, présentant des fossiles sur les surfaces de stratification. La sous-formation de Plaiul Şirnei de la formation de Comarnic, le premier affluent gauche de la vallée de Doftana en aval du confluent avec la vallée de Muşiţa. × 4.

Fig. 4. — Marnocalcar cenuşiu diaclazat — micrit cu radiolari. Subformaţiunea de Plaiul Şirnei, gura Văii Muşiţei. × 4, 8.

Marno-calcaire grisâtre diaclasé — micrite à radiolaires. La sous-formation de Plaiul Şirnei, l'embouchure de la vallée de Muşiţa × 4, 8.

Planşa IX

Fig. 1. — Brecie cu ciment hematitic, parţial dolomitizat şi cu elemente de: micrite (m), uneori parţial dolomitizate (md), pelmicrite, micrite cu neoformaţii de feldspat sau cuarţ (m + n), calcit (ct), sparite (sp), fragmente de echinizi (E), briozoare (B), foraminifere (F), rare cuarţite (qt) şi feldspaţi (f). Subformaţiunea calcaroasă din formaţiunea de Sinaia, Valea Neamţului. × 5.

Brèche à ciment hématitique, partiellement dolomitisé et aux éléments de: micrites (m) parfois partiellement dolomitisées (md), pelmicrites, micrites à néoformations de feldspath ou quartz (m + n), calcite (ct), sparites (sp), fragments d'échinodermes (E), bryozoaires (B), foraminifères (F), rares quartzites (qt) et feldspaths (f). La sous-formation calcaire de la formation de Sinaïa, le ruisseau Valea Neamţului. × 5.

Institutul Geologic al României

Fig. 2. — Brecie cu ciment hematitic și elemente de : calcare algolitice (ca), calcit (ct), pelsparite (ps), micrite cu neoformații de feldspat (m + n), rare cuarțite (qt), muscovit (mt) și biotit (bt). Subformațiunea calcaro-grezoasă din formațiunea de Sinaia, Valea Mușiței. × 6.

Brèche à ciment hématitique et éléments de : calcaires algolitiques (ca), calcite (ct), pelsparites (ps), micrites à néoformations de feldspath (m + n), quarzites (qt), muscovite (mt) et biotite (bt). La sous-formation calcaire-gréseuse de la formation de Sinaïa, la vallée de Mușita. × 6.

Fig. 3. — Gresie fină și marnocalcar (silicifiate) din „stratele" de Azuga. Subformațiunea grezoasă din formațiunea de Sinaia, Piciorul lui Țîrcă. × 5.

Grès fin et marno-calcaire (silicifiés) des „couches" d'Azuga. La sous-formation gréseuse de la formation de Sinaïa, Piciorul lui Țîrcă.

Fig. 4. — Brecie calcaroasă cu elemente de șisturi sericito-cloritoase (ș s-cl), cuarțite (qt), calcare : micrite cu calpionele (m + C), intramicrite (im), intrasparite (is), calcare algolitice (ca), fragmente de briozoare (B) și echinizi (E). Subformațiunea de Valea Mușiței din formațiunea de Comarnic, Valea Dracului. × 5.

Brèche calcaire à éléments de schistes séricito-chloriteux (ș s-cl), quartzites (qt), calcaires : micrites à calpionelles (m + C), intramicrites (im), intrasparites (is), calcaires algolithiques (ca), fragments de bryozoaires (B) et échinodermes (E). La sous-formation de Valea Mușiței de la formation de Comarnic, Valea Dracului. × 5.

Planșa X

Fig. 1. — Brecie calcaroasă cu elemente de șisturi cloritoase (ș cl), șisturi sericito-cloritoase (ș s-cl), feldspați (f) și calcare : micrite cu neoformații de feldspați și cuarț (m + n), pelsparite (ps), echinizi (E), briozoare (B). Subformațiunea de Valea Mușiței din formațiunea de Comarnic, Plaiul Bătrîn. × 7.

Brèche calcaire à elements de schistes chloriteux (ș cl), schistes sericito-chloriteux (ș s-cl), feldspaths (f) et calcaires : micrites à néoformations de feldspath et quartz (m + n), pelsparites (ps), échinodermes (E), bryozoaires (B). La sous-formation de Valea Mușiței de la formation de Comarnic, Plaiul Bătrîn. × 7.

Fig. 2. — Calcarenit negru cu alge dasicladacee (D) și alge indeterminabile (A), fragmente de echinizi (E), calcare oolitice (o), micrite cu neoformații de cuarț, mai rar șisturi sericito-cloritoase și cuarțite (qt). Subformațiunea de Valea Mușiței din formațiunea de Comarnic, valea Tîrlungului în aval de confluența cu pîrîul Borzoș. × 6.

Calcarénite noir aux algues dessycladacées (D) et algues indéterminables (A), fragments d'échinodermes (E), calcaires oolithiques (o), micrite à néoformations de quartz, parfois des schistes séricite-chloriteux et quartzites (qt). La sous-formation de Valea Mușiței de la formation de

Institutul Geologic al României

Comarnic, la vallée du Tîrlung en aval du confluent avec le ruisseau Borzoș. × 6.

Fig. 3. — Brecie cu elemente de cuarțite (qt), șisturi sericito-cloritoase (ș s-cl), șisturi sericitoase (ș s), șisturi cloritoase (ș cl), micașisturi (mt) calcare : intrasparite cu Saccocoma și calpionele (is + C + Sc) sau echinizi (is + C + E), oosparite (oos), micrite cu neformații de feldspat (m + n) și calcare algolitice (ca). Limita dintre subformațiunea de Valea Mușiței și subformațiunea de Plaiul Șirnei din formațiunea de Comarnic, afluentul de pe stînga văii Doftanei imediat din amonte de confluența cu Valea Neagră. × 6.

Brèche à éléments de quartzites (qt), schistes séricito-chloriteux (ș s-cl), schistes sériciteux (ș s), schistes chloriteux (ș cl), micaschistes (mt), calcaires : intrasparites à *Saccocoma* et calpionelles (is + C + Sc) ou échinodermes (is + C + E), oosparites (oos), micrites à néoformations de feldspath (m + n) et calcaires algolithiques (ca). La limite entre la sous-formation de Valea Mușiței et la sous-formation de Plaiul Șirnei de la formation de Comarnic, l'affluent de gauche de la vallée de Doftana en amont de son confluent avec Valea Neagră. × 6.

Fig. 4. — Brecie cu șisturi cloritoase (ș cl), șisturi clorito-sericitoase (ș s-cl), feldspați (f), cuarțite (qt), micașisturi (mt), calcare : micrite (m), intramicrite cu calpionele sau *Saccocoma*, intrasparite (is) oolite (o), echinizi (E), foraminifere (T = *Troocholina*), *briozoare* (B). Baza subformațiunii de Plaiul Șirnei din formațiunea de Comarnic, afluentul de pe stînga văii Doftanei din aval de Valea Mușiței. × 7.

Brèche à schistes chloriteux (ș cl), schistes chlorito-sériciteux (ș s-cl), feldspaths (f), quartzites (qt), micaschistes (mt), calcaires : micrites (m), intramicrites à calpionelles ou *Saccocoma*, intrasparites (is), oolithes (o), échinodermes (E), foraminifères (T = *Trocholina*), bryozoaires (B). La base de la sous-formation de Plaiul Șirnei de la formation de Comarnic, l'affluent de gauche de la vallée de Doftana en aval de la vallée de Mușița. × 7.

Planșa XI

Fig. 1. — Calcarenit cu alge codiacee (*Cayeuxia* = A), fragmente de cochilii (C), echinizi, cristale de calcit (ct). Subformațiunea de Babarunca din formațiunea de Piscu cu Brazi, Plaiul Roșca imediat la sud de Stîna Roșchii de la Vale. × 5.

Calcarénite aux algues codiacées (*Cayeuxia* = A), fragments de coquilles (C), échinodermes, cristaux de calcite (ct). La sous-formation de Babarunca de la formation de Piscu cu Brazi, Plaiul Roșca au sud de Stîna Roșchii de la Vale. × 5.

Fig. 2. — Calcarenit cu orbitoline (Ob), *Trocholina* (T), calcare algolitice (ca), micrite cu neoformații cu cuarț și feldspat (m + n) sau cu miliolide,

Institutul Geologic al României

intrasparite (is), calcit (ct), cuarțite (qt). Subformațiunea de Babarunca din formațiunea de Piscu cu Brazi, la sud de Roșca de la Vale. × 6.

Calcarénite à orbitolines (Ob), *Trocholina (T)*, calcaires algolithiques (ca), micrites à néoformations de quartz et feldspath (m + n) ou à milliolides, intrasparites (is), calcite (ct), quartzites (qt). La sous-formation de Babarunca de la formation de Piscu cu Brazi, au sud de Roșca de la Vale. × 6.

Fig. 3. — Brecie cu orbitoline (Ob), calcare sparitice (ct), echinizi (E), foraminifere (F), fragmente de cochilii (ct haşurat), sparite (sp), micrite cu radiolari (m + R) și neoformații (m + n), cuarțite (qt), șisturi sericitoase (ş s) și sericito-cloritoase (ş s-cl). Subformațiunea de Valea Dracului din formațiunea de Piscu cu Brazi, gura pîrîului Vaida. × 6.

Brèche à orbitolines (Ob), calcaires sparitiques (ct), échinodermes (E), foraminifères (F), fragments de coquilles (ct hachuré), sparites (sp.), micrites à radiolaires (m + R) et néoformations (m + n), quartzites (qt), schistes sériciteux (ş s) et séricite-chloriteux (ş s-cl). La sous-formation de Valea Dracului de la formation de Piscu cu Brazi, l'embouchure du ruisseau Vaida. × 6.

Fig. 4. — Gresie grosieră cu calcare algolitice (ca), echinizi (E), briozoare, oolite (o), micrite cu neoformații de cuarț (m + n), sparite (sp), intrasparite (is), calcit (ct), cuarțite (qt), șisturi sericitoase (ş s). Subformațiunea de Babarunca din formațiunea de Piscu cu Brazi, valea Tîrlungului spre aval de confluența cu Valea Cailor. × 6.

Grès grossier à calcaires algolithiques (ca), échinodermes (E), bryozoaires, oolites (o), micrites à néoformations de quartz (m + n), sparites (sp), intrasparites (is), calcite (ct), quartzites (qt), schistes sériciteux (ş s). La sous-formation de Babarunca de la formation de Piscu cu Brazi, la vallée du Tîrlung en aval du confluent avec Valea Cailor. × 6.

Planșa XII

Fig. 1. — Microconglomerat cu orbitoline (Ob), fragmente de cochilii (Co), intramicrite (im), micrite cu neoformații de feldspat (m + n) și *Saccocoma* (m + S), echinizi (E), calcare algolitice (ca), calcit, cuarțite (qt), șisturi sericitoase (ş s). Subformațiunea de Babarunca din formațiunea de Piscu cu Brazi, sub orizontul Teslei la vest de Pietrele Dinților. × 5.

Microconglomérat à orbitolines (Ob), fragments de coquilles (Co), intramicrites (im), micrites à néoformations de feldspath (m + n) et *Saccocoma* (m + S), échinodermes (E), calcaires algolithiques (ca), calcite, quartzites (qt), schistes sériciteux (ş s). La sous-formation de Babarunca de la formation de Piscu cu Brazi, sous l'horizon de Tesla à l'ouest de Pietrele Dinților. × 5.

Fig. 2. — Microconglomerat cu orbitoline (Ob), echinizi (E), foraminifere (F, sau M = miliolode), briozoare (B), micrite (m) și intramicrite (im), șisturi

Institutul Geologic al României

sericitoase (ş s), sericito-cloritoase (ş s-cl), cloritoase (ş cl), cuarţite (qt) Subformaţiunea de Babarunca din formaţiunea de Piscu cu Brazi, sub orizontul Teslei în plaiul Roşca. × 6.

Microconglomérat à orbitolines (Ob), échinodermes (E), foraminifères (F, ou M = milliolides), bryozoaires (B), micrites (m) et intramicrites (im), calcite (ct), schistes sériciteux (ş s), sérícite-chloriteux (ş s-cl), chloriteux (ş cl), quartzites (qt). La sous-formation de Babarunca de la formation de Piscu cu Brazi, sous l'horizon de Tesla dans Plaiul Roşca. × 6.

Planşa XIII

Fig. 1. — Groove casts pe talpa unei gresii fine, centimetrice, de la baza subformaţiunii de Valea Muşiţei, pe valea Tîrlungului spre aval de pîrîul Săţet.

C = chevron cast ; D = drag cast ; P = prod cast. × 2/3.

Groove casts à la base d'un grès fin, centimétrique, de la partie inférieure de la sous-formation de Valea Muşiţei, sur la vallée du Tîrlung en aval du ruisseau Săţet.

C = chevron cast ; D = drag cast ; P = prod cast. × 2/3.

Fig. 2. — Flute casts „fleur-des-lys" pe o gresie subţire din cuprinsul subformaţiunii de Valea Muierii, de pe Piciorul lui Ţîrcă. × 1.

Flute casts „fleur-des-lys" sur la face inférieure d'un grès fin de la sous-formation de Valea Muşiţei, sur Piciorul lui Ţîrcă. × 1.

Planşa XIV

Fig. 1. — Flute casts parazitate de bioglife, la talpa unei gresii groase de pe valea Tîrlungului la gura pîrîului Borzoş. Baza subformaţiunii de Babarunca. × 1.

Flute casts parasités par des bioglyphes, à la base d'un grès épais, sur la vallée du Tîrlung à l'embouchure du ruisseau Borzoş. La base de la sous-formation de Babarunca. × 1.

Fig. 2. — Flute casts load-castate. Partea inferioară a subformaţiunii de Babarunca, valea Tîrlungului spre amonte de pîrîul Borzoş. × 3/4.

Flute casts load-castés. La partie inférieure de la sous-formation de Babarunca, sur la vallée du Tîrlung en amont du ruisseau Borzoş. × 3/4.

Planşa XV

Fig. 1. — Flute casts, alături de amprenta regiunii ventrale a unui amonit, pe o gresie din subformaţiunea de Podu Vîrtos, de pe Valea Dinţeasa. × 1.

Flute casts, à côté de l'emprente de la région ventrale d'une ammonite, sur un grès de la formation de Podu Vîrtos, sur la vallée Dinţeasa. × 1.

Institutul Geologic al României

Planche XVI

Carte géologique des bassins supérieurs des vallées de la Doftana et du Tîrlung.

1, Quaternaire : a, alluvions ; b, cônes de déjection ; c, terrasses (inférieures, moyennes, supérieures) ; d, glissements ; e, éboulis ; f, dépots déluviaux. Barrémien supérieur-Albien : A, sous-unité de Zamura-Bratocea : 2, Albien — conglomérats de Ciucaș-Zăganu ; 3, Barrémien supérieur-Clansayesien — la formation de Piscu cu Brazi ; a, la sous-formation de Babarunca, b, la sous-formation de Valea Dracului, c, la sous-formation de Purcăreni ; B, sous-unité de Bobu : 4, Albien — la formation de Bobu : a, la sous-formation de Babeș, b, la sous-formation de Pîrîul Mogoș ; 5, la formation de Podu Vîrtos. Tithonic-Barrémien (des sous-unités tectoniques) : 6, la formation de Comarnic : a, la sous-formation de Plaiul Șirnei, b, la sous-formation de Valea Mușiței ; 7, la formation de Sinaïa : a, la sous-formation gréseuse (A = „couches" d'Azuga), b, la sous-formation calcaire-gréseuse, c, la sous-formation calcaire ; 8, limite stratigraphique ; 9, limite lithologique ; 10, limite de discontinuité stratigraphique ; 11, limite des dépôts quaternaires ; 12, faille ; 13, ligne de charriage ; 14, axe d'anticlinal ; 15, axe de synclinal ; 16, plis secondaires ; 17, position des couches : 18, normale ; 19, renversée ; 20, olistolithes (a, calcaires, b, silicolites, c, conglomérats quartzitiques) ; 21, point fossilifére ; 22, position des coupes géologiques.

Planche XVII

Coupes géologiques dans les hautes vallées de la Doftana et du Tîrlung.

A, La sous-unité de Zamura-Bratocea : 1, Albien — conglomérats de Ciucaș-Zăganu ; 2, Barrémien supérieur-Clansayesien — la formation de Piscu cu Brazi : a, la sous-formation de Babarunca, b, la sous-formation de Valea Dracului, c, la sous-formation de Purcăreni ; 3, Hauterivien supérieur-Barrémien — la formation de Comarnic : a, la sous-formation Plaiul Șirnei, b, la sous-formation de Valea Mușiței ; 4, Tithonique-Hauterivien — la formation de Sinaïa : a, la sous-formation gréseuse (A = „couches" d'Azuga), b, la sous-formation calcaire-gréseuse (A = „couches" d'Azuga), c, la sous-formation calcaire. B, la sous-unite de Bobu : 5, Albien — la formation de Bobu : a, la sous-formation de Babeș, b, la sous-formation de Pîrîul Mogoș ; 6, Aptien supérieur (Clansayesien) — la formation de Podu Vîrtos ; 7, Hauterivien supérieur-Barrémien — la formation de Comarnic : a, la sous-formation de Plaiul Șirnei, b, la sous-formation de Valea Mușiței ; 8, Valanginien-Hauterivien — la formation de Sinaïa (la sous-formation gréseuse) ; 9, limite stratigraphique ; 10, limite de discontinuité stratigraphique ; 11, limite lithologique ; 12, faille ; 13, nappe de charriage ; 14, olistolithes ; 15, marnes, argiles ; 16, calcaires, calcaires marneux ; 17, grésocalcaires ; 18, grès (a), grès massifs (b), flysch gréseux (c) ; 19, conglomérats ; 20, brèches.

Planche XVIII

Colonnes stratigraphiques des dépôts lithoniques et crétacés inférieurs des hautes vallées de la Doftana et du Tîrlung.

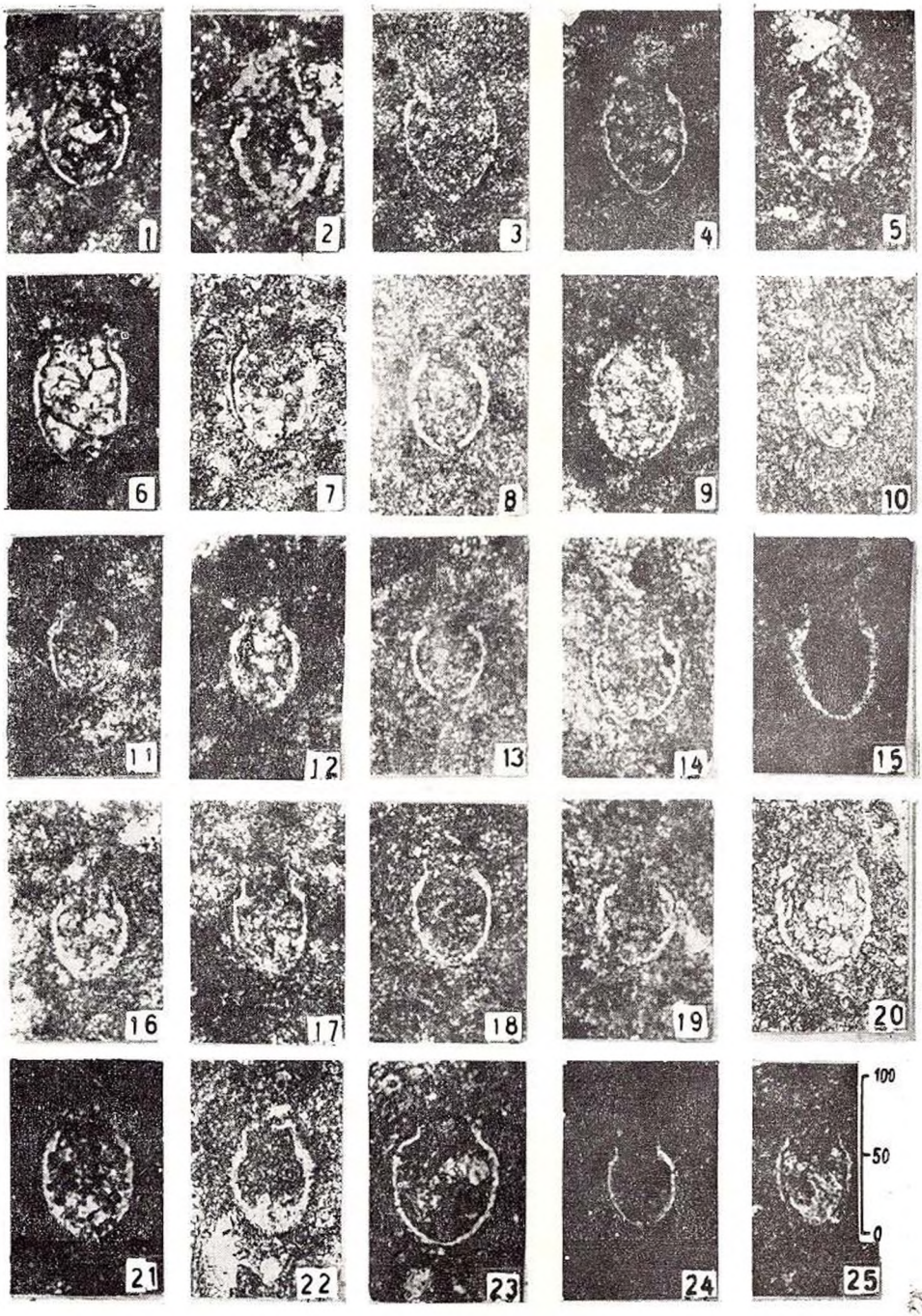
Institutul Geologic al României

A, La sous-unité de Zamura-Bratocea : 1, conglomérats de Ciucaş-Zăganu : 2, la formation de Piscu cu Brazi : 2a, la sous-formation de Babarunca (O = l'horizon de Tesla), 2b, la sous-formation de Valea Dracului ; 3, la formation de Comarnic : 3a, la sous-formation de Plaiul Şirnei, 3b, la sous-formation de Valea Muşiţei ; 4, la formation de Sinaïa : 4a, la sous-formation gréseuse (A = „couches" d'Azuga), 4b, la sous-formation calcaire-gréseuse (A = „couches" d'Azuga), 4c, la sous-formation calcaire. B, la sous-unité de Bobu : 5, la formation de Bobu : 5a, la sous-formation de Babeş, 5b, la sous-formation de Pîrîul Mogoş ; 6, la formation de Podu Vîrtos ; 7, la formation de Comarnic ; 8, la formation de Sinaïa.

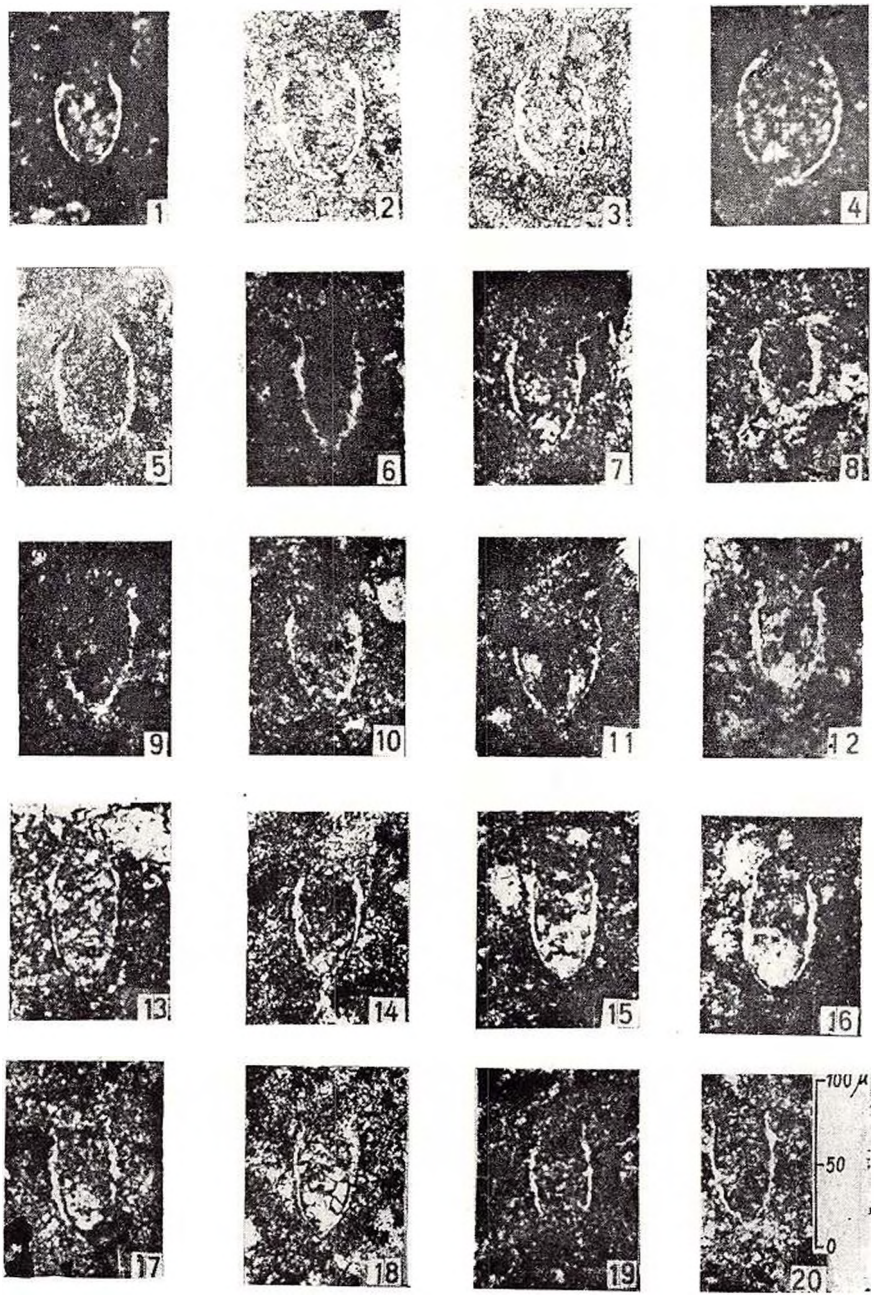
Légende : 1, Accidents siliceux ; 2, argilites ; 3, schistes argilo-gréseux ; 4, schistes argileux ; 5, schistes argileux à efflorescences de sulfates ; 6, argiles ; 7, marno-argiles siltiques ; 8, gréso-calcaires ; 9, marno-calcaires (△ sidénitiques) ; 10, marnes calcaires en plaques ; 11, marnes (p = joints arénitiques) ; 12, grès marneux ; 13, grès convoluts ; 14, grès en bancs épais ; 15, grès massifs ; 16, conglomérats (O = olistolithes) ; 17, brèches (a) et mégabrèches (b) ; 18, faille ; 19, ligne de corrélation entre les colonnes du même alignement ; 20, ligne de corrélation entre les colonnes des alignements différents.

Symboles : Al = Albien ; C = Clansayesien ; G = Gargasien (G2 = Gargasien supérieur) ; Bd = Bedoulien (Bd2 = Bedoulien supérieur) ; B = Barrémien (B2 = Barrémien supérieur, B1 = Barrémien inférieur) ; H = Hauterivien (H2 = Hauterivien supérieur) ; V = Valanginien ; Be = Berriassien ; T = Tithonique.

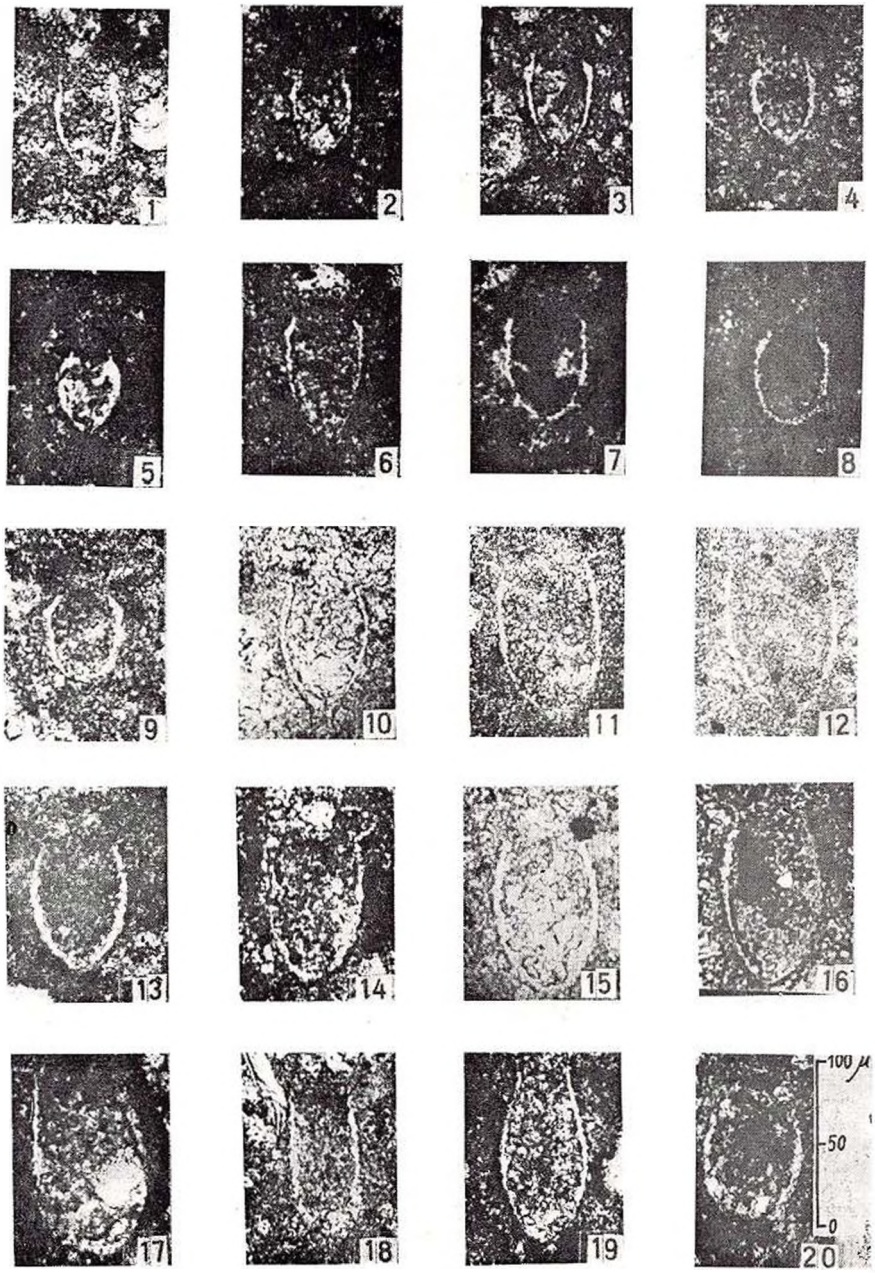
Institutul Geologic al României



126949
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

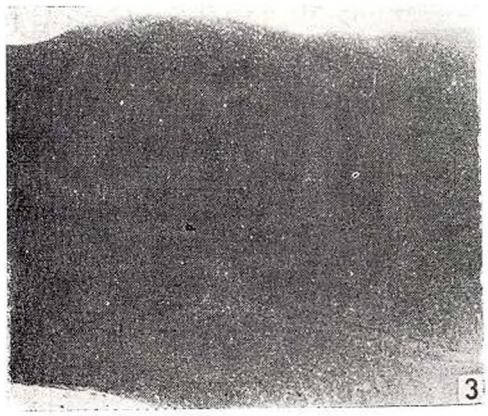


126949

Institutul Geologic al României

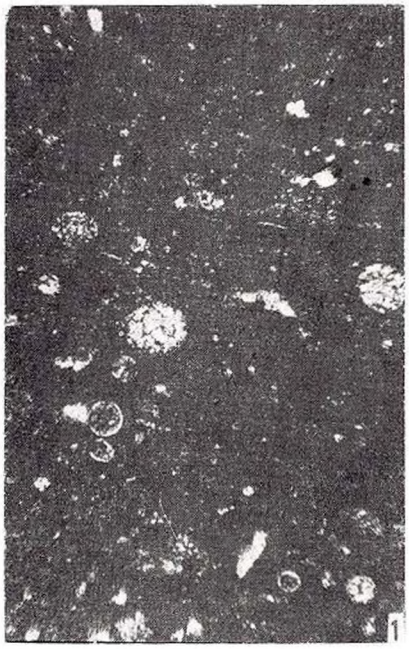








Institutul Geologic al României


1


2


3

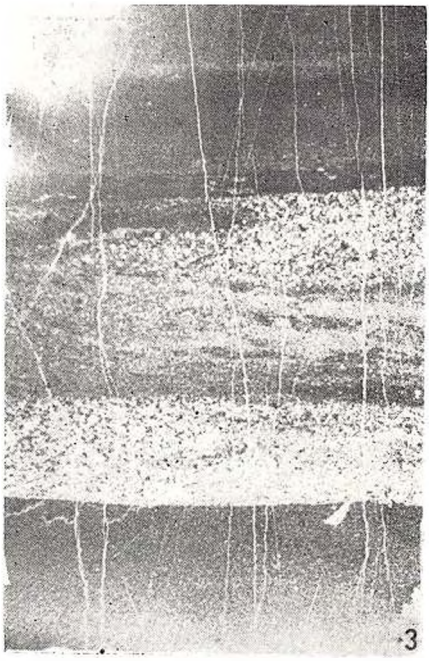

4

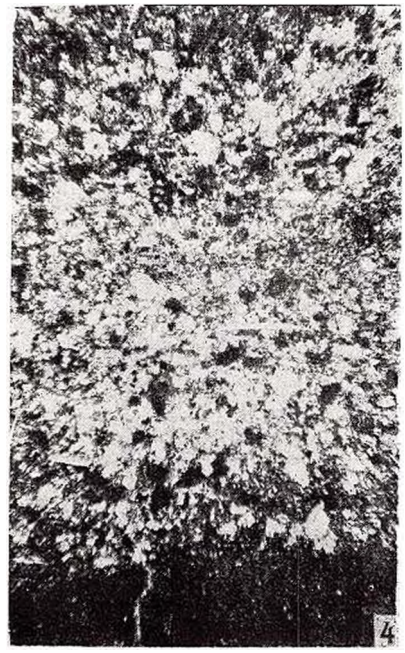
126949

Institutul Geologic al României

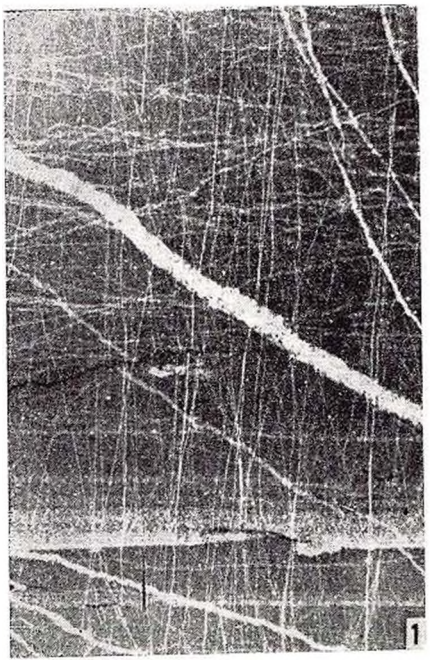

1


2

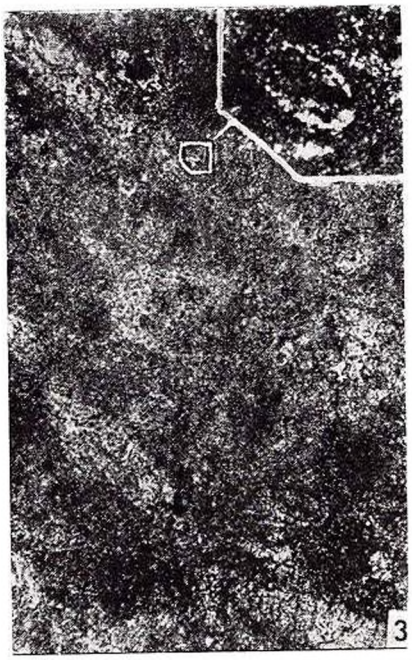

3

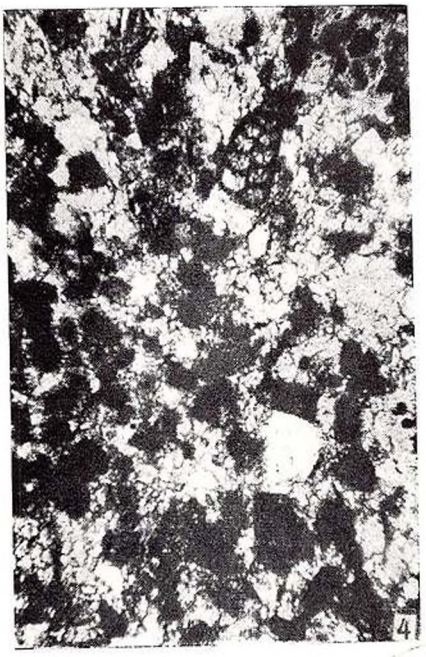

4

Institutul Geologic al României









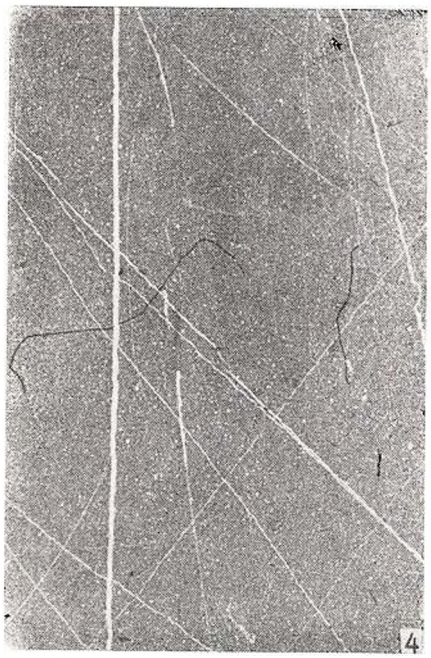
126949

Institutul Geologic al României

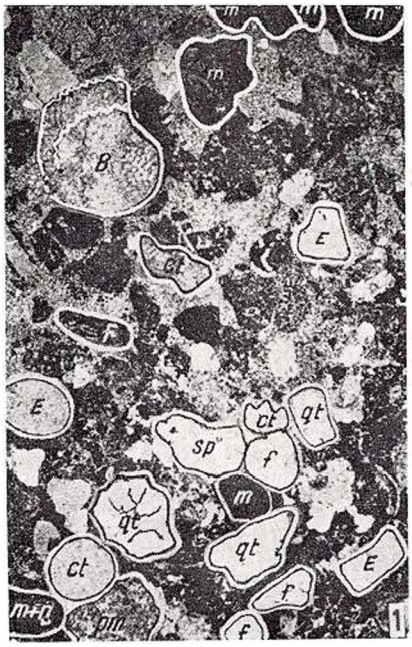




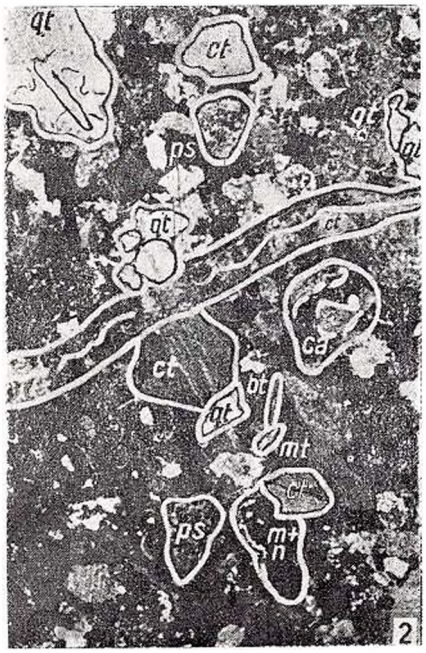




Institutul Geologic al României

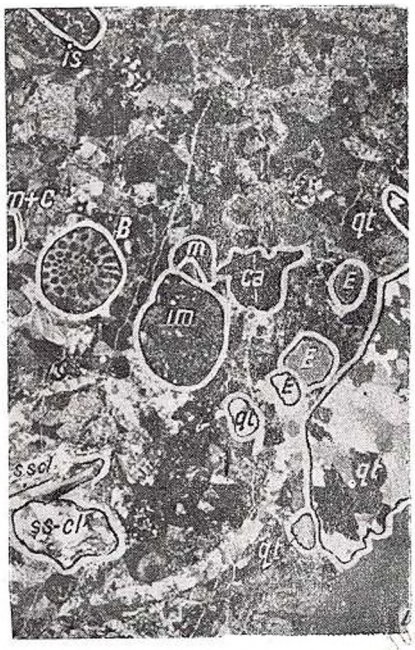


1



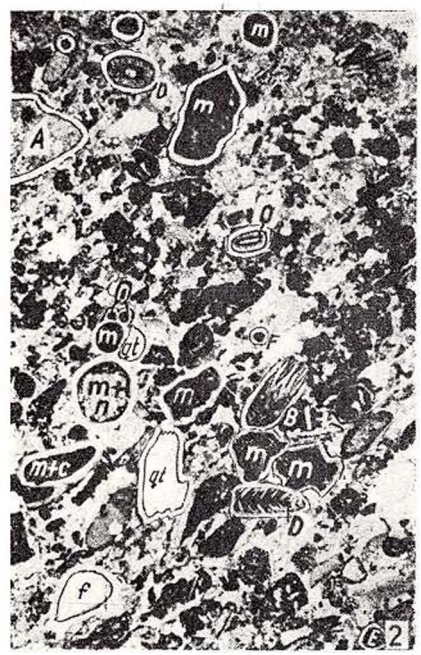
2

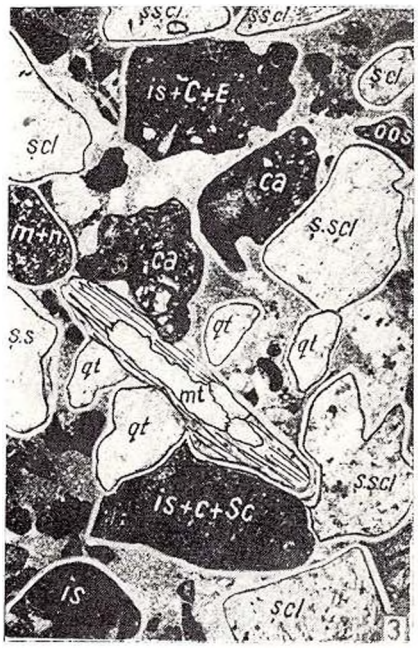

3

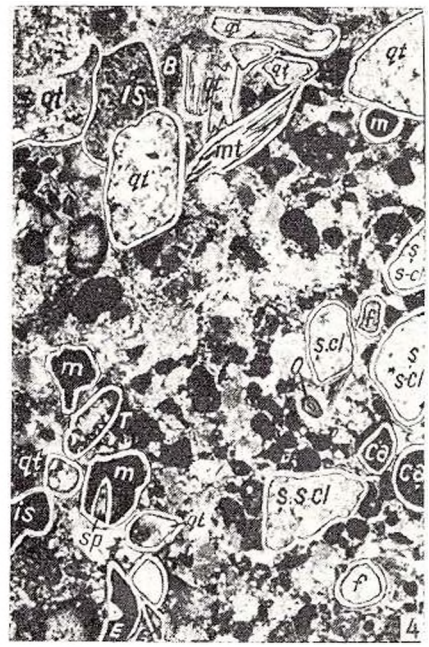


126949
Institutul Geologic al României

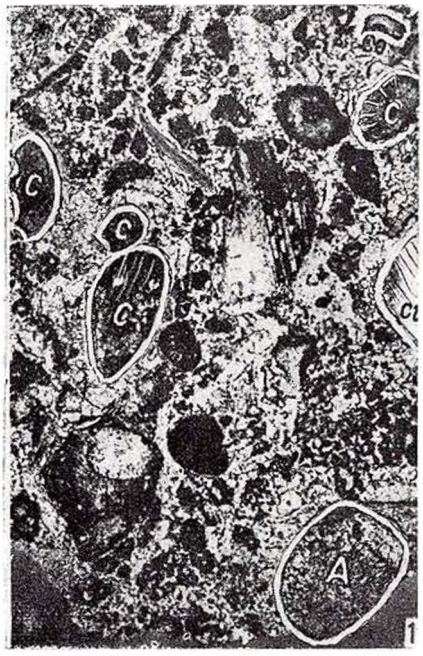


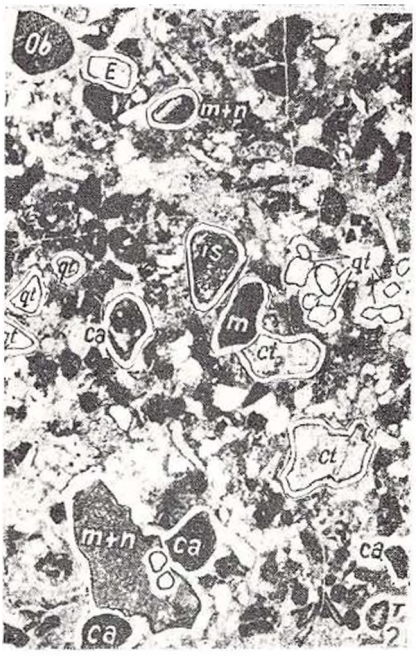


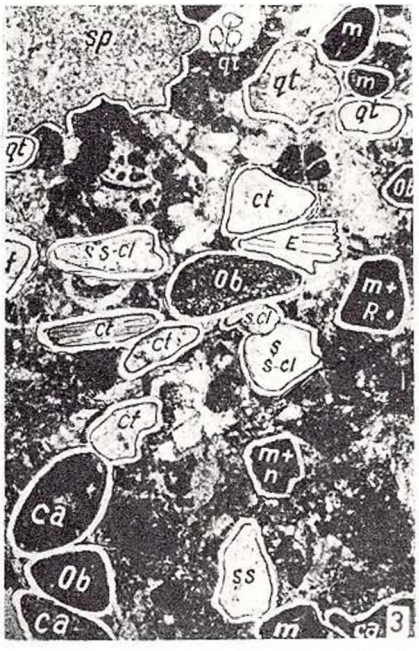


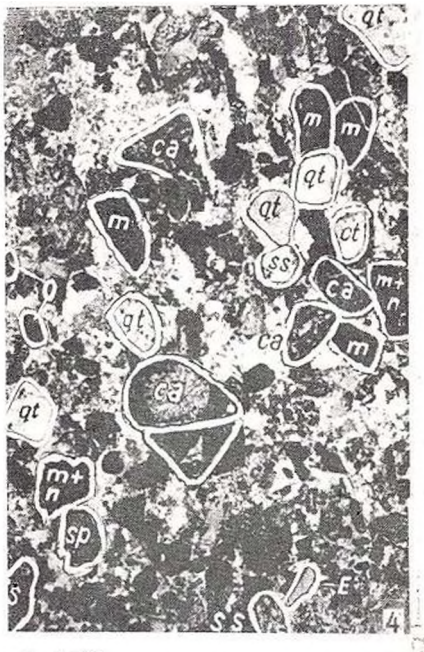


Institutul Geologic al României

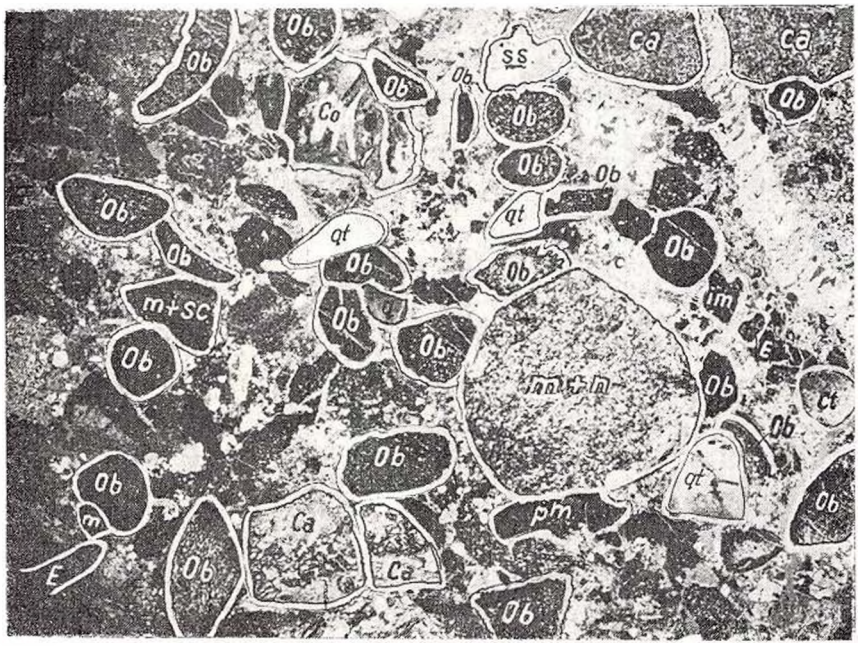




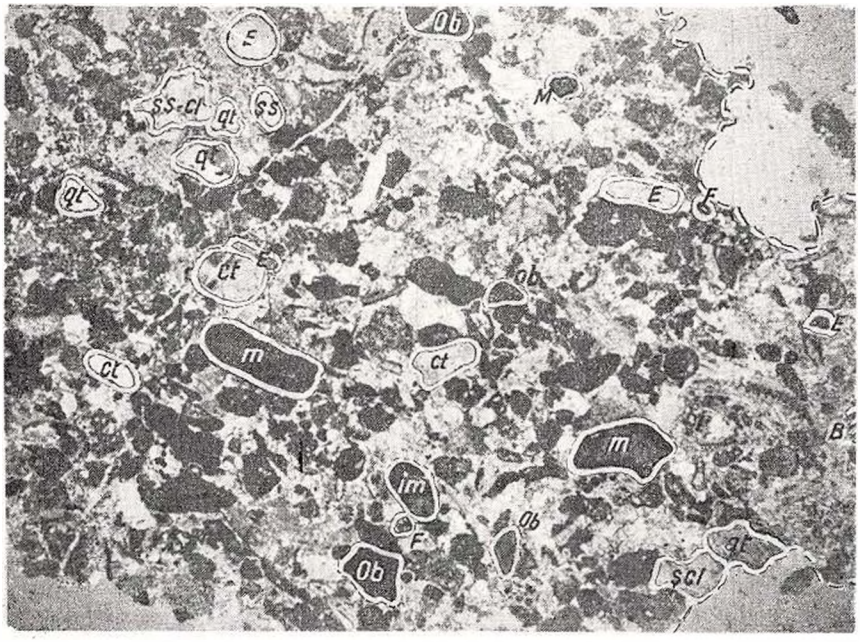




126949
Institutul Geologic al României



1



2

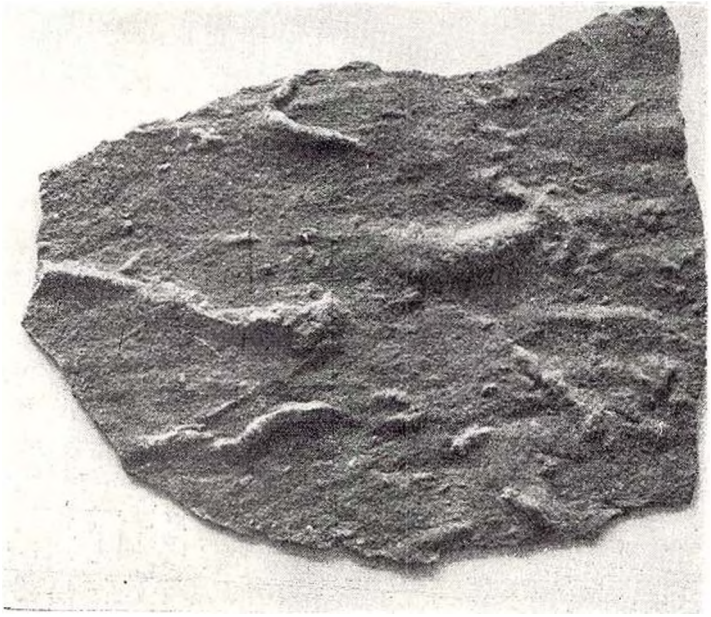
Institutul Geologic al României

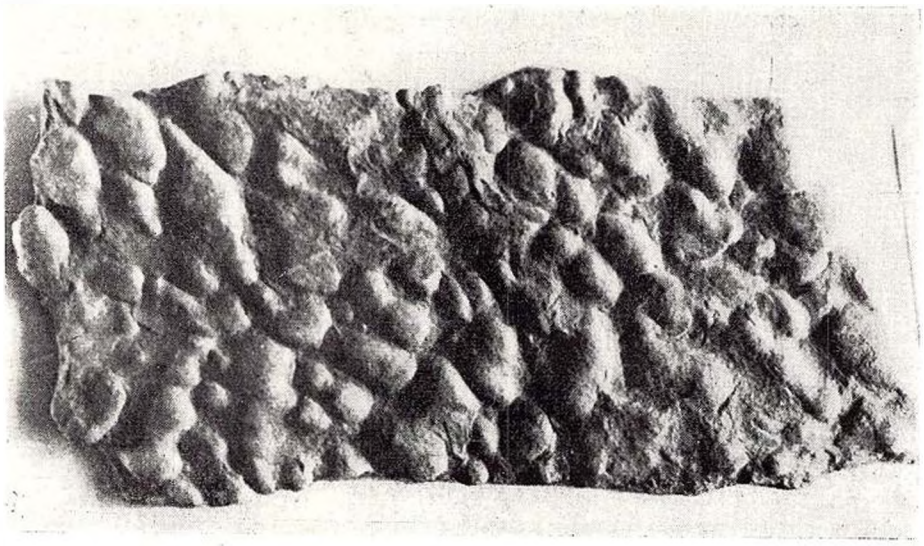




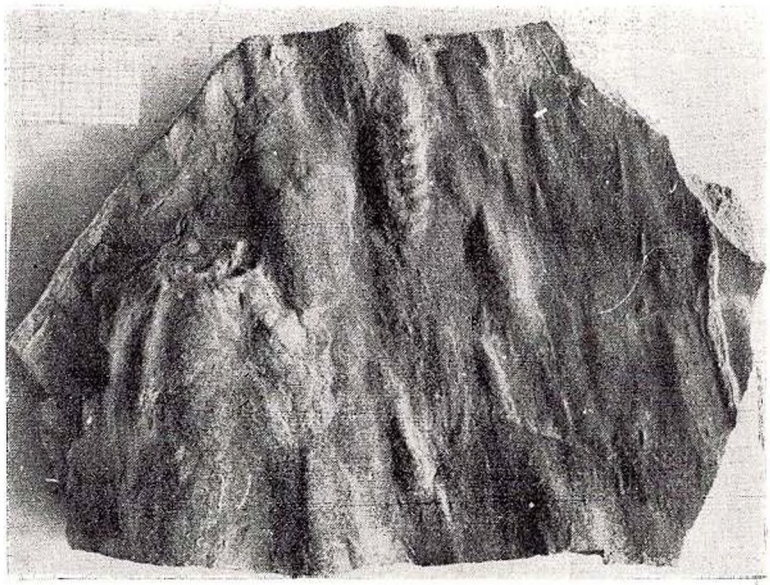
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ BIBLIOTECA 269/19

Institutul Geologic al României





Institutul Geologic al României

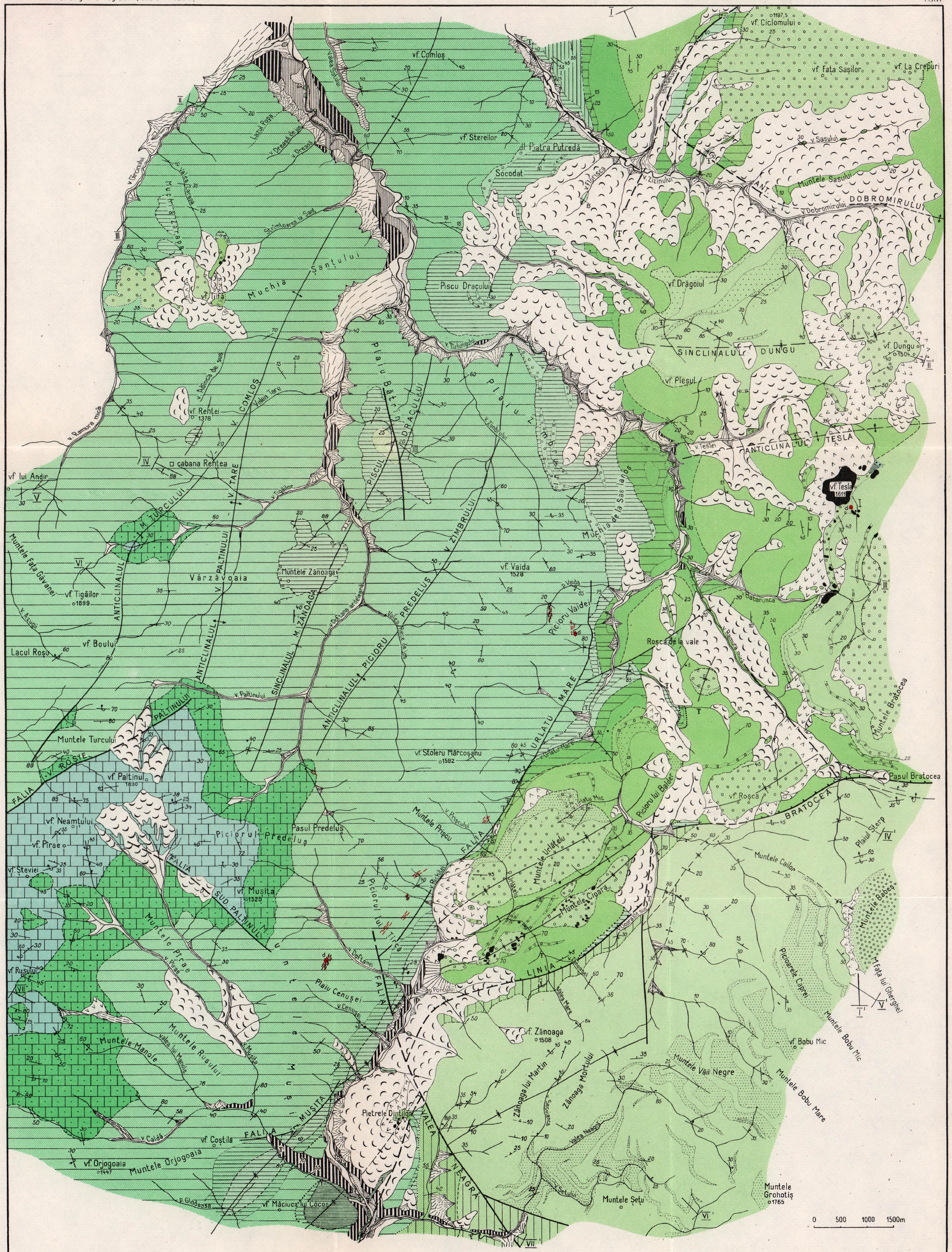


12699

Institutul Geologic al României

HARTA GEOLOGICĂ A BAZINULUI SUPERIOR AL VĂII DOFTANEI ȘI AL VĂII TÎRLUNGULUI

EMIL AVRAM. Stratigrafia regiunii pasului Predeluș



LEGENDA

A SUBUNITATEA DE ZAMURA - BRATOCEA

- APTIAN — ALBIAN — 2 — Conglomerate de Ciucaș - Zăganu
- APTIAN — CLANSAYESIAN BEDOULIAN SUP. — 3 — a. Subformațiunea de Babarunca
- APTIAN — BEDOULIAN BARREMIAN SUP. — 3 — b. Subformațiunea de V. Dracului; c. Subformațiunea de Purcăreni — Formațiunea de Piscu cu Brazi

B SUBUNITATEA DE BOBU

- CUATERNAR — 1 — a. Aluviuni; b. Conuri de dejecție; c. Terase (inf., medii, sup.); d. Alunecări de teren; e. Grohotișuri; f. Depozite deluviale
- ALBIAN — 4 — a. Subformațiunea de Babeș; b. Subformațiunea de P. Mogoș — Formațiunea de Bobu
- ALBIAN INF. APȚIAN SUP. — 5 — Formațiunea de Podu Virtos
- BARREMIAN - HAUTERIVIAN SUP. — 6 — a. Subformațiunea de Plaiul Șirnei; b. Subformațiunea de V. Mușitei — Formațiunea de Comarnic
- HAUTERIVIAN - VALANGINIAN — 7 — a. Subformațiunea grezoasă
- BERRIASIAN — 7 — b. Subformațiunea calcaro - grezoasă — Formațiunea de Sinaia A. „Strate" de Azuga cu diabaze (d)
- TITHONIC — 7 — c. Subformațiunea calcaroasă

8 Limită stratigrafică
9 Limită litologică
10 Limită indicînd discontinuitate stratigrafică
11 Limita depozitelor cuaternare
12 Falie
13 Pînză de șariaj
14 Ax de anticlinal
15 Ax de sinclinal
16 Cute secundare
17 Poziție de strat
18 Poziție de strat normală
19 Poziție de strat răsturnată
20 Olistolite a. Calcare b. Silicolite c. Congl. cuarțitice
21 Punct fosilifer
22 Poziția secțiunilor geologice

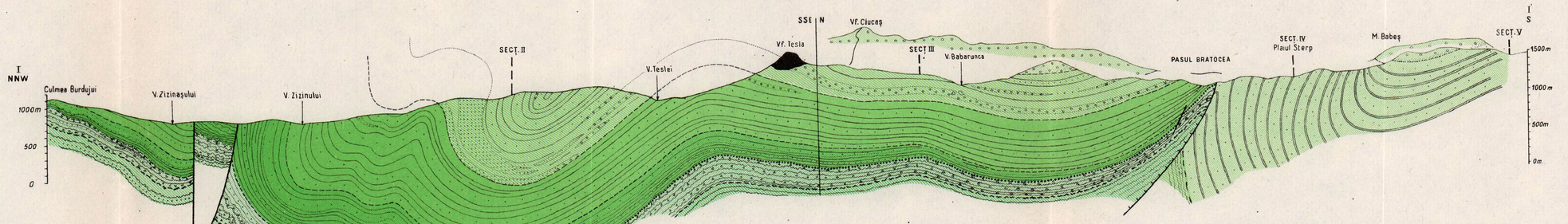
ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ VOL. LIV

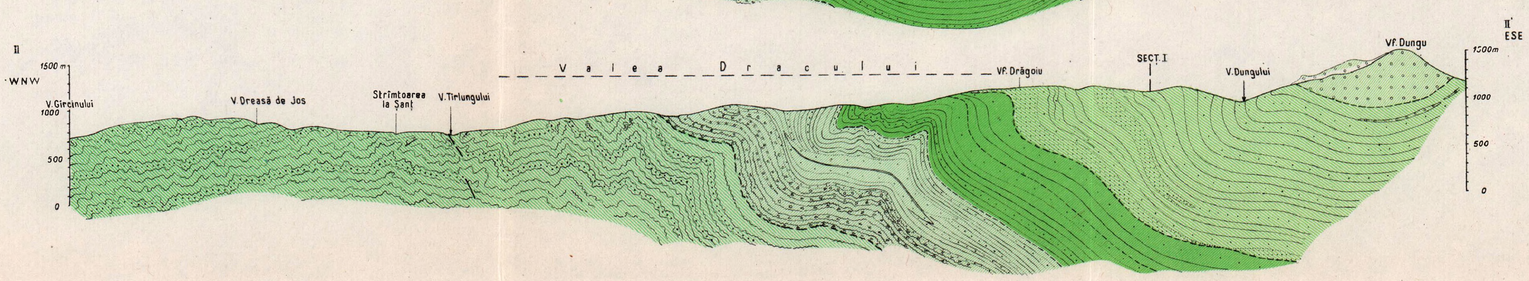
Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof

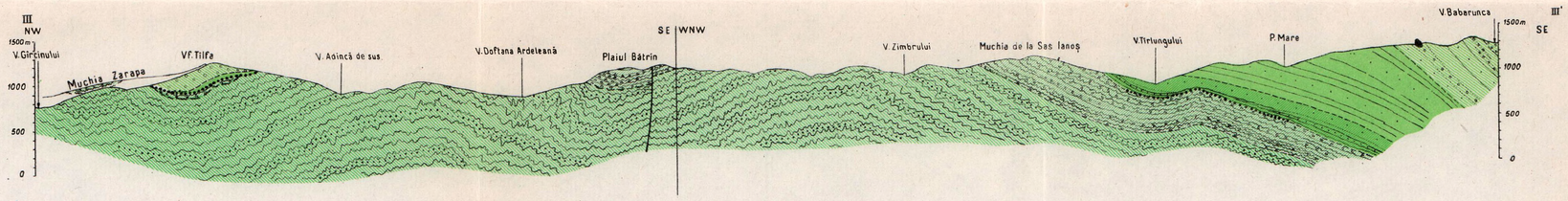
Institutul Geologic al României

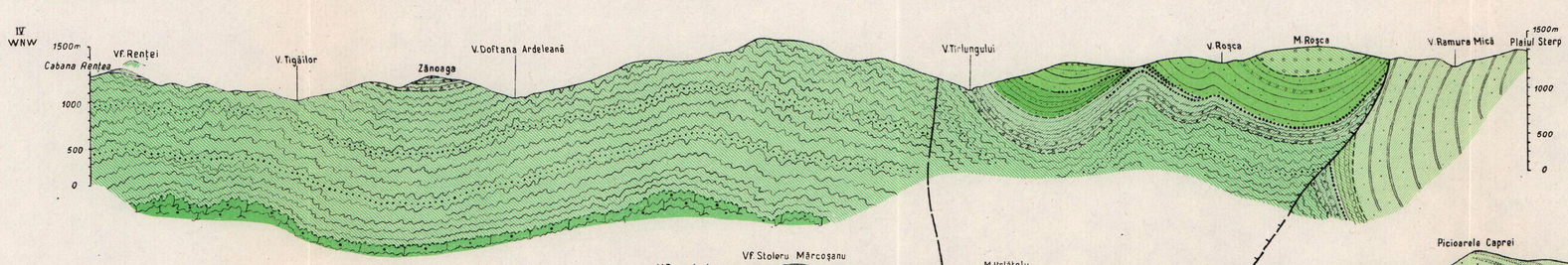
SECȚIUNI GEOLOGICE PRIN DEPOZITELE TITHONICE ȘI CRETACIC INFERIOARE DIN BAZINUL SUPERIOR AL VĂII DOFTANEI ȘI AL VĂII TÎRLUNGULUI

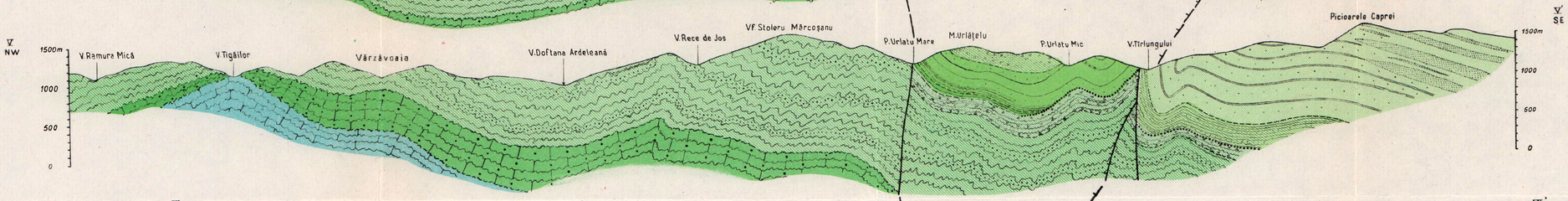
0 500 1000m

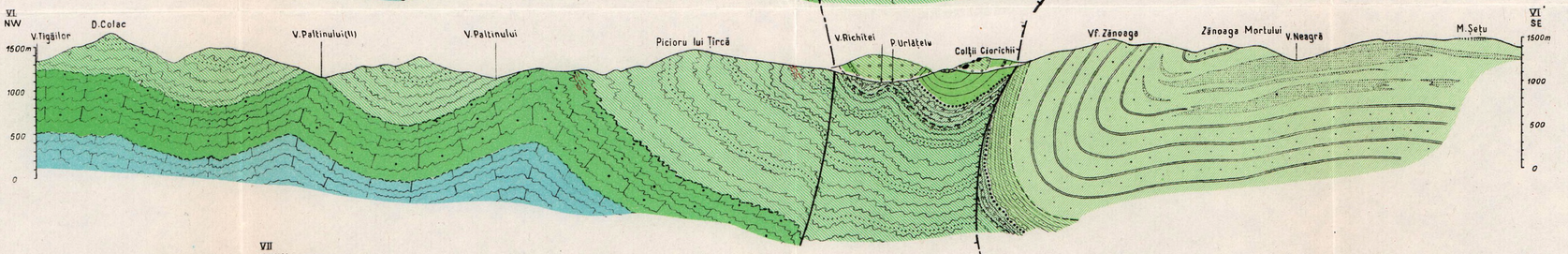


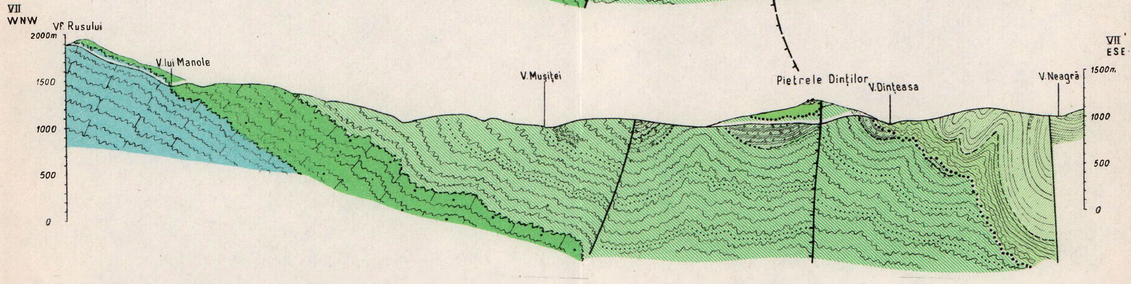












A. SUBUNITATEA DE ZAMURA - BRATOCEA

ALBIAN	1	Conglomeratele de Ciucaș-Zăganu	
APTIAN — CLANSAYESIAN		a. Subformațiunea de Babarunca	Formațiunea de Piscu cu Brazi
APTIAN — GARGASIAN	2	b. Subformațiunea de V. Dracului	
APTIAN — BEDOULIAN		c. Subformațiunea de Purcăreni	
BARREMIAN	3	a. Subformațiunea de Pl. Șirnei b. Subformațiunea de V. Mușitei	Formațiunea de Comarnic
HAUTERIVIAN-VALANGINIAN	4	a. Subformațiunea grezoasă	Formațiunea de Sinaia A=„Strate" de Azuga
BERRIASIAN-TITHONIC		b. Subformațiunea calcaro-grezoasă c. Subformațiunea calcaroasă	

B. SUBUNITATEA DE BOBU

ALBIAN	5	a. Subformațiunea de Babeș b. Subformațiunea de P. Mogoș	Formațiunea de Bobu
CLANSAYESIAN	6	Formațiunea de Padu Virtos	
BARREMIAN	7	a. Subformațiunea de Pl. Șirnei b. Subformațiunea de V. Mușitei	Formațiunea de Comarnic
HAUTERIVIAN-VALANGINIAN	8	Subformațiunea grezoasă	Formațiunea de Sinaia

9 ——— Limită stratigrafică

10 ~~~~ Limită de discontinuitate stratigrafică

11 ---------- Limită litologică

12 ——— Falie

13 Pînză de șariaj

14 Olistolit

15 Marne, argile

16 Calcare, calcare marnoase

17 Grezocalcare

18 Gresii (a), gresii masive (b), fliș grezos (c)

19 Conglomerate

20 Brecii

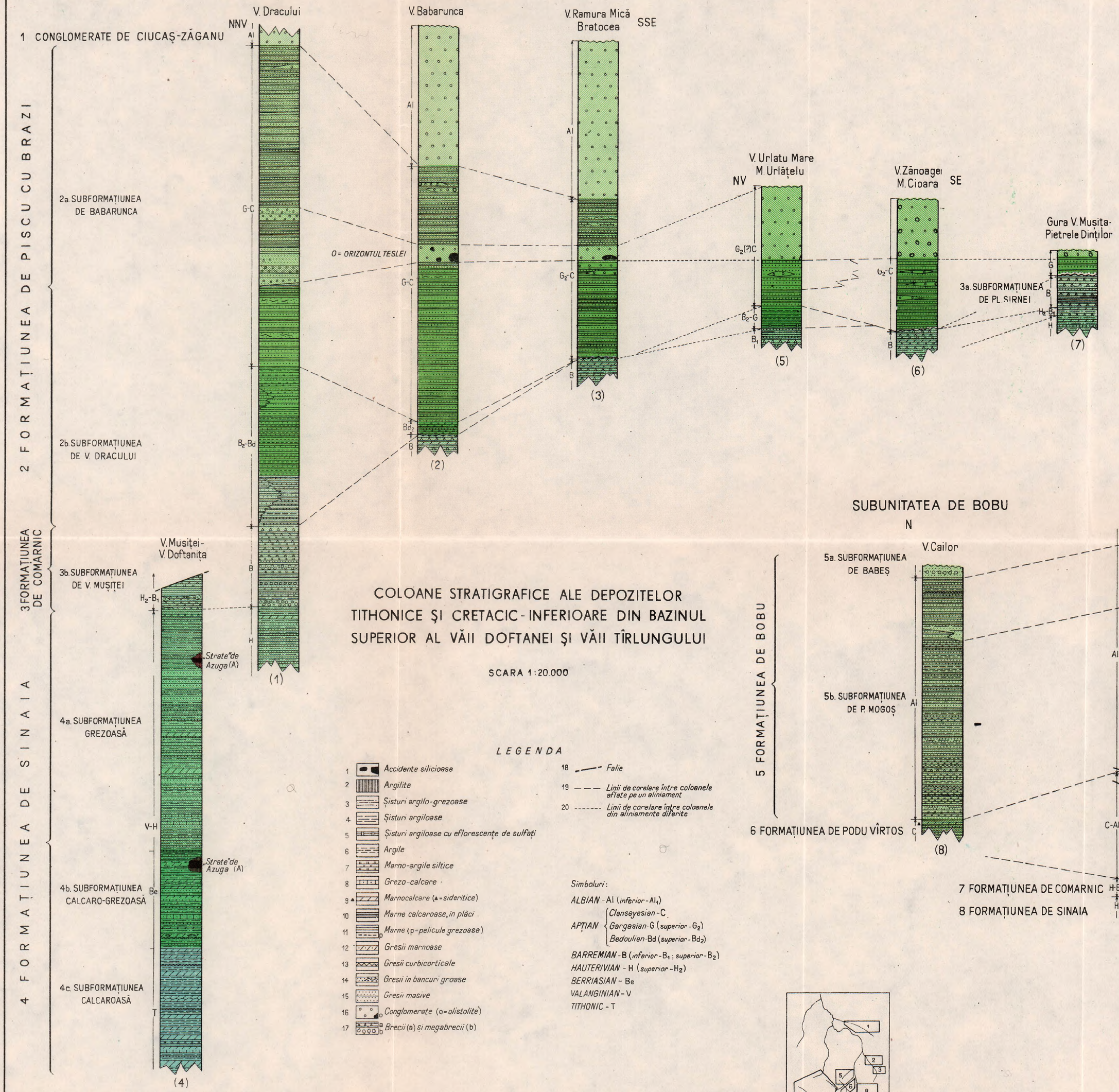
INSTITUTUL GEOL. DE GEOFIZICĂ BIBLIOTECA 126949

ERATĂ: În legendă subformațiunea calcaroasă și cea grezoasă din formațiunea de Sinaia (4 b, 4 c) au culorile inversate

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

SUBUNITATEA DE ZAMURA - BRATOCEA



COLOANE STRATIGRAFICE ALE DEPOZITELOR TITHONICE ȘI CRETACIC-INFERIOARE DIN BAZINUL SUPERIOR AL VĂII DOFTANEI ȘI VĂII TÎRLUNGULUI

SCARA 1:20.000

LEGENDA

1. Accidente silicioase
2. Argilite
3. Șisturi argilo-grezoase
4. Șisturi argiloase
5. Șisturi argiloase cu efloreșcențe de sulfați
6. Argile
7. Marno-argile siltice
8. Grezo-calcare
9. Marnocalcare (▲=sideritice)
10. Marne calcaroase, în plăci
11. Marne (p=pelicule grezoase)
12. Gresii marnoase
13. Gresii curbicorticale
14. Gresii în bancuri groase
15. Gresii masive
16. Conglomerate (o=olistolite)
17. Brecii (a) și megabrecii (b)
18. Falie
19. Linii de corelare între coloanele aflate pe un aliniament
20. Linii de corelare între coloanele din aliniamente diferite

Simboluri:

ALBIAN - Al (inferior - Al_1)

APȚIAN - Clansayesian - C; Gargasian - G (superior - G_2); Bedoulian - Bd (superior - Bd_2)

BARREMIAN - B (inferior - B_1; superior - B_2)

HAUTERIVIAN - H (superior - H_2)

BERRIASIAN - Be

VALANGINIAN - V

TITHONIC - T

Institutul Geologic al României

GÉOLOGIE DES MONTS CERNA [1]

PAR

SERGIU V. NĂSTĂSEANU [2]

Abstract

Geology of the Cerna Mountains. The paper refers generally to the geology of the Cerna Mountains which are situated in the central part of the Southern Carpathians. It begins with a brief treatment of the metamorphic formations and then passes to a detailed chronostratigraphic study of the sedimentary formations which belong to the Hercynic and Alpine cycles. The paper contributes also to clearing up the paleogeographic and structural evolution of some large territories from the Balkan-Carpathian space.

TABLE DES MATIÈRES

I. Introduction 155

II. Cadre géographique 156

III. Aperçu historique 158

IV. Géologie de la région 164

A) Stratigraphie 165

Précambrien 165

Paléozoïque 166

Cambrien 166

Dévonien 167

Carbonifère inférieur 170

Permien 172

Mésozoïque 175

[1] Reçu le 28 mai 1977, accepté le 31 mai 1977, présenté à la séance du 11 décembre 1976 à la Faculté de Géologie-Géographie, Bucarest.

[2] Institutul de geologie şi geofizică, str. Caransebeş nr. 1, R-78344, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Jurassique 176
Faciès de Presacina 176
Jurassique inférieur — Aalénien 176
Subfaciès interne 176
Hettangien — Sinémurien 177
Pliensbachien — Toarcien 180
Aalénien 186
Subfaciès externe — Jurassique inférieur-? Aalénien . . 188
Jurassique moyen 191
Bajocien — Callovien 191
Jurassique supérieur 196
Oxfordien — Kimméridgéen inférieur 200
Kimméridgéen supérieur — Tithonique inférieur . . 201
Tithonique supérieur — Berriasien 203
Faciès de Feneş 203
Jurassique inférieur 204
Hettangien — Sinémurien 204
Pliensbachien — Toarcien 206
Jurassique moyen — Jpurassique supérieur pro-parte . . . 210
Crétacé 218
Crétacé inférieur 218
Valanginien — Hauterivien 218
Barrémien —? Aptien 219
Crétacé supérieur 222
Néozoïque 236
Néogène 236
Tortonien 236
Sarmatien 237
Quaternaire 237
B) Tectonique 238
Autochtone danubien 238
Secteur de Cerna 238
Secteur de Belareca-Rîul Rece 244
Nappe gétique 258
Graben de Cerna 259
V. Évolution géologique des Monts Cerna dans la structure général du domaine danubien 261
Éléments tectoniques majeurs de l'étape alpine 262
Reconstitution des étapes d'évolution alpine 266
VI. Resources économiques 273
Bibliographie 276

Institutul Geologic al României

I. INTRODUCTION

Les Monts Cerna, par leur position géographique et par leur complexite géologique, représentent l'une des régions les plus intéressantes des Carpates Méridionales de Roumanie. Situés entre la vallée de la Cerna, si pittoresque, et la valleé du Rîul Rece, si sauvage, les Monts Cerna se raccordent vers l'est avec le Plateau de Mehedinţi, vers l'ouest avec les Monts du Banat, vers le nord avec les imposants sommets des Monts Ţarcu et Godeanu, leur individualité disparaissant vers le sud dans la dépression de Mehadia-Caransebeş.

Au point de vue géologique, les Monts Cerna font partie d'une large fenêtre tectonique qui apparaît d'en dessous des lambeaux de recouvrement (Godeanu, etc.) de la nappe gétique (M u r g o c i, 1905, 1910). C o d a r c e a (1940) a considéré que le lieu d'origine de la nappe de Severin et l'enracinement de la nappe de Cerna sont localisés dans les Monts Cerna et il y a supposé l'existence de la nappe d'Arjana, en soulignant ainsi l'importance toute particulière que présente les Monts Cerna pour la connaissance de la structure des Carpates Méridionales.

Du fait que les plus récents travaux sur cette région avaient utilisé des investigations effectuées en terrain 30 ans auparavant et du fait que la carte la plus détaillée n'était qu'au 1/200.000^{e} des études minutieuses et une révision des connaissances géologiques s'imposaient. La reprise de l'étude des formations sédimentaires et de la structure des Monts Cerna en 1957 viennent également du besoin de mieux connaître certains aspects économiques (charbons, eaux thermominérales, hydrocarbures, etc.).

Les résultats de mes premières recherches obtenus en collaboration avec le Prof. G. R ă i l e a n u entre 1957—1958 ont mis en évidence quelques éléments nouveaux en ce qui concerne la stratigraphie du Jurassique et du Crétacé de cette région.

Basés sur ces observations on a défini le but du présent ouvrage, dans le sens qu'il porte tout spécialement sur l'étude stratigraphique des formations mésozoïques et sur la tectogenèse alpine des Monts Cerna.

Au cours d'une période de plus de 10 années d'études l'auteur du présent ouvrage s'est heurté, en terrain et au laboratoire, à de nombreux et parfois très difficiles problèmes dont la solution n'aurait pu être donnée sans les directives compétentes et sans la bienveillance de l'Académicien Prof. A. C o d a r c e a et du Prof. G. R ă i l e a n u entre 1963—1967.

Les premières recherches ont commencé dans le massif d'Arjana et ensuite progressivement, elles ont été étendues sur l'ensemble de la région montagneuse comprise entre la Cerna (à l'est) et Rîul Rece (à l'ouest). Parallèlement aux études effectuées dans les Monts Cerna on a effectué des coupes de reconnaissance aussi dans d'autres régions des Carpates Méridionales où les formations sédimentaires offraient

Institutul Geologic al României

des coupes représentatives pour des corrélations stratigraphiques et finalement pour le déchiffrement de l'évolution structurale et paléogéographique de ces montagnes.

La présentation plus détaillée des chapîtres sur le Jurassique inférieur et sur le Crétacé supérieur, par rapport aux autres chapîtres vient du fait que ces chapîtres renferment les plus importantes contributions originales, avec des retentissements importants dans la géologie régionale et dans l'appréciation des perspectives économiques.

Les images stratigraphiques et tectoniques de cette partie des Carpates Méridionales offertes par la présente étude diffèrent sensiblement de celles présentées dans les ouvrages antérieurs.

Cette étude fournit des données pour les projets géologiques à caractère économique et des éléments importants pour les travaux à caractère monographique.

Guidé d'une tendre affection que je porte à mes regrettés mentors l'Académicien Prof. A. Codarcea et le Prof. G. Răileanu j'exprime, à cette occasion, une fois de plus, ma profonde et intarrissable reconnaissance.

Je remercie vivement le Dr. D. Patrulius qui en sa qualité de référent officiel a remplit consciencieusement sa tâche en corrigeant le manuscrit.

Les études en terrain et au laboratoire et ensuite la publication de cette étude ont été ménées à de bonnes fins grâce aux subventions et à l'aide accordées par les dirigeants du Ministère des Mines, du Pétrole et de la Géologie et de l'Institut de Géologie et Géophysique. Â cette occasion je leur exprime toute ma reconnaissance et gratitude.

II. CADRE GÉOGRAPHIQUE

La région qui fait l'objet du présent ouvrage est située dans la partie centrale des Carpates Méridionales. Elle est constituée par les Monts Cerna situés entre la vallée du Rîul Rece (Ideg) et le cours moyen de la vallée de la Cerna, c'est à dire le territoire qui s'étend au sud de l'escarpement des Monts Godeanu et Ţarcu, jusqu'à la parallèle de Băile Herculane-Mehadia-Rusca (pl. I).

Au point de vue morphologique la région est constituée d'une série de sommets dont les altitudes touchent souvent 1500 m, voire davantage. Les vallées sont profondément creusées et présentent des versants à relief très énergique, tout spécialement là où ceux-ci sont constitués de dépôts calcaires. Les différences d'altitudes entre le lit des vallées et les crêtes des montagnes varient de 700 à 1000 m.

Entre la vallée de la Cerna, à l'est, et la vallée de la Belareca, à l'ouest, se dessine une crête, dirigée vers le N, qui s'érige de la large dépression miocène de Mehadia. Elle présente au sud des altitudes qui varient entre 700—800 m, constituées par les schistes cristallins de

Institutul Geologic al României

Culmea Şeseminului-Culmea Mare et ensuite quelques mammelons plus proéminents, dominés par les sommets de Cicelovete et de Fîrţanu qui dépassent 1100 m d'altitude. À la constitution de ces sommets participent tout spécialement des grès quartzitiques du Jurassique inférieur et des calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. Au N du sommet La Lac se développe un plateau, dont les altitudes varient de 800 à 900 m, constitué par les dépôts argileux de la formation de Wildflysch (Crétacé supérieur). Les altitudes peu élevées de ce plateau, par rapport aux mammelons environnants, sont une conséquence directe de l'érosion différenciée, en fonction de la constitution pétrographique des roches. Les argiles du Wildflysch ont été facilement enlevées par l'érosion, alors que les calcaires et les grès, étant plus résistants, du sud vers le nord, on été épargnés. Vers le N le relief s'érige brusquement jusqu'à 1514 m dans le sommet d'Arjana et jusqu'à 1629 m dans le sommet de Sgliver. Plus loin, dans cette même direction, se développent les Monts Godeanu, dont les sommets dépassent 2000 m. Le versant de plus de 600 m entre le plateau constitué de Wildflysch et le sommet d'Arjana est dû aux olistoliths calcaires et aux grès des couches d'Arjana.

Le bassin d'accumulation des origines de la vallée de la Belareca est formé par les vallées de : Ohaba, Ramna et Topla. Entre ces vallées la région présente un relief colinnaire, avec des mammelons dont les altitudes sont rarement supérieures à 1000 m. L'aspect dépressionnaire de ce secteur est, lui aussi, l'effet de l'érosion, car les vallées susmentionnées traversent tout spécialement des formations du Jurassique inférieur constituées, de manière prédominante, par des dépôts argileux, aisément sujets à la désagrégation. À l'E de cette dépresion morphologique s'érige l'escarpement des Monts Godeanu constitué par le cristallin de la nappe gétique et à l'W s'érige la crête de Cerna-Cotul Românului où apparaît le cristallin de l'autochtone danubien, dont les altitudes varient de 1100 à 1400 m.

La partie occidentale de la région investiguée est délimitée par la dépression post-tectonique de Mehadia-Caransebeş, colmatée de dépôts néozoïques.

Considérée dans son ensemble, la région présente des contrastes morphologiques importants. On remarque d'une part les anciennes plates-formes d'érosion et d'autre part les effets de l'érosion actuelle. Parmi les anciennes plates-formes d'érosion est à mentionner celle créée avant l'accumulation des dépôts du Crétacé supérieur au sud du sommet d'Arjana où sur les dépôts du Jurassique ou du Crétacé inférieur aplanis à une altitude presque uniforme de 700 m, reposent des dépôts de Wildflysch du Crétacé supérieur. La configuration quaternaire est très bien mise en évidence par les dépressions morphologiques, créées par l'enlèvement différencié des roches, et par la formation des vallées profondes, qui entaillent des gorges abruptes, engendrées par la reprise de l'érosion actuelle.

La région située en pleine zone montagneuse, à la limite avec la zone subalpine des Carpates, est peu peuplée. À sa partie centrale,

Institutul Geologic al României

sur une surface de 30 km^2, il n'y a qu'une seule commune, notamment Cornereva qui rassemble plusieurs villages dont quelques uns situés dans le bassin d'accumulation de la vallée de la Belareca et quelques autres éparpillés sur la rive droite de la Cerna. Les sites qui longent la vallée de la Belareca sont mieux groupés et reliés par des routes plus nombreuses dont la plus importante est la chaussée départementale qui réunit Mehadia à Teregova, à travers la vallée du Rîul Rece. Les villages qui longent la vallée de la Cerna n'étaient accessibles, jusqu'en 1965, que par des sentiers. Les matériels de construction et les aliments y étaient transportés à dos de cheval. Toutefois ces circonstances n'ont pas empêché les habitants de la vallée de la Cerna de construire deux nouvelles écoles spacieuses (à Presacina et à Tatu) à côté des quatre écoles existantes dans la vallée de la Belareca (Cornereva, Ohaba, Ramna et Bogîltin). La chaussée qui longe la vallée de la Cerna a constitué pour les habitants des villages de Presacina et de Tatu une liaison commode avec Băile Herculane.

Dans la partie de SE de la région se trouve la localité de Băile Herculane, bien connue pour ses eaux thermominérales remarquables pour le traitement des affections rheumatismales et ophtalmologiques. La localité est située à même le lit étroit de la vallée de la Cerna, à une distance de 50 km nord de son confluent avec le Danube. Elle y est protégée par les versants abrupts des Monts Domogled (à l'est) et de Șeseminu (à l'ouest) qui dominent la vallée et dont l'altitude est de plus de 1000 m. La coexistence d'un admirable paysage montagneux et d'un climat subméditerranéen doux dans la vallée de la Cerna a constitué un cadre propice au développement de cet établissement balnéaire. Â présent cet établissement, qui date des temps de l'occupation des Romaines (106 après J. C.) est en plein essor et offre des conditions modernes de traitement médical. À l'heure actuelle Băile Herculane jouissent d'une réputation mondiale et les étrangers qui viennent s'y faire soigner sont de plus en plus nombreux.

Le relief peu marqué de la dépression tertiaire, qui délimite à l'ouest la région investiguée, a favorisé le développement de plusieurs localités dont : Mehadia, Valea Bolvașnița, Plugova, Globurău, Canicea et Rusca.

III. APERÇU HISTORIQUE

Nous disposons d'un très riche volume de travaux sur les Carpates Méridionales mais il n'y a que très peu qui s'occupent tout spécialement des Monts Cerna.

Les premiers ouvrages qui traitent de la structure et de la tectonique des Monts Cerna nous viennent de : Foetterle (1869), Stur (1869), Tietze (1872), Schafarzik (1891, 1895, 1897, 1934), Murgoci (1905, 1910, 1911), Popescu-Voiteşti (1929), Streckeisen (1934). Ci-après nous énoncerons les travaux qui s'occupent du

Institutul Geologic al României

sédimentaire de la région, étant donné que celui-ci constitue le principal objet de nos études.

Schafarzik (1891) signale la présence de la formation de Verrucano (Permien) dans la vallée de la Cerna, au SW de Poiana Bulcii et à Poiana Prisaca, dans les deux endroits supportant des dépôts attribués au Rhaetien-Lias. Ce même auteur dans son ouvrage sur la zone de Bogîltin-vallée de la Cerna (1895) identifie les formations jurassiques suivantes : quartzites et schistes argileux (Lias), schistes argileux-calcaires (Dogger) et tufs diabasiques reposant sur les dépôts du Dogger et supportant les calcaires du Malm d'Arjana. Il souligne le fait qu'on y apporte les premiers arguments paléontologiques pour dater le Dogger, car jusqu'à cette date on supposait qu'il faisait défaut. Il souligne en outre la position parfois transgressive des calcaires du Malm reposant sur les conglomérats du Rhaetien-Lias.

À l'W de Bogîltin, Schafarzik (1897) apporte une série de données nouvelles. Etayé d'arguments paléontologiques il date le Carbonifère inférieur dans la vallée du Rîul Rece, mentionné antérieurement par Stur (1869). Il signale que les diabases et les tufs des vallées de la Topla et du Rîul Rece apparaissent sous forme de dykes, qui transforment en cornéenes les schistes argileux liasiques, ou qu'ils s'intercalent parmi les schistes noirs. Il remarque en outre que les tufs diabasiques, bien stratifiés, deviennent vers la partie supérieure de plus en plus calcaires constituant parfois des couches de calcaires cendrés ou rougeâtres, à son avis, n'ont pas été rencontrés dans d'autres endroits dans le Banat.

Schafarzik (1934), dans son dernier ouvrage, adopte l'interprétation tectonique (en fenêtre) donnée par Murgoci (1905) pour les formations de la vallée de la Cerna. À cette occasion il considère que dans la région le soubassement est constitué de granites sur lesquelles reposent des dépôts sédimentaires (Verrucano, Lias, Dogger, Malm). Les formations sédimentaires sont très plissées et avec les axes des structures parallèles à ceux des structures du soubassement cristallin. Les coupes présentées révèlent que de part et autre de la Cerna il y a des plis déversés ; ceux de la rive occidentale présentent des affaissements vers l'W et ceux de la rive orientale vers l'E.

Murgoci (1905) établit que la nappe du cristallin à métamorphisme très avancé chevauche les dépôts sédimentaires qui reposent sur le cristallin à métamorphisme moins avancé des Carpates Méridionales dans les régions de : Godeanu-Ţarcu, Bahna et Porţile de Fier. Poursuivant ses études sur la nappe de recouvrement des Carpates Méridionales Murgoci (1910) donne des détails sur la nappe gétique. Les Monts Pek et ceux de la partie occidentale du Banat, Poiana Ruscă, Sebeş et Făgăraş constituent le principal corps de la nappe (région d'enracinement) alors que les Monts Bucegi, Leaota, Cozia, Lotru constituent l'unité de recouvrement. Le Mont Mateiaşul et la partie orientale du plateau de Mehedinţi-Miroci constituent la région frontale qui repose, dans son ensamble, sur un empilement de couches de Sinaia.

Institutul Geologic al României

Le reste des Carpates Méridionales constituent une région de fenêtres et de lambeaux de recouvrements. Définie ainsi la nappe gétique a été considérée, par l'auteur, équivalente de la nappe bucovinienne des Carpates Orientales.

L'auteur estime le phénomène de recouvrement comme le résultat des mouvements amorcés au Paléozoïque et prolongés jusqu'au Quaternaire. Au cours de ces mouvements s'individualisent deux époques importantes et critiques dont l'une au Mésocrétacé et l'autre au Miocène. L'auteur estime que la nappe de recouvrement des Carpates Méridionales doit être mise sur le compte de la sous-poussée de la Plateforme Russe, de la Dobrogea et des Prébalkans.

Popescu-Voiteşti (1929) dans sa synthèse tectonique sur les Carpates de Roumanie attribue la région qui fait l'objet de nos études à l'unité dénommée nappe de Retezat-Băile Herculane. Celle-ci se développe entre Liubcova et Cazane et vers l'E jusqu'à la ligne tectonique majeure de la vallée de la Cerna. À la lumière de cette conception Stănoiu (1973) a soutenu l'existence d'une nappe, de proportions réduites, constituée par les dépôts de la zone de Presacina qui chevauchent vers l'E le parautochtone de Severin, le tout reposant sur le sédimentaire autochtone du Plateau de Mehedinţi.

Streckeisen (1934) confirme intégralement l'interprétation tectonique des Carpates Méridionales énoncée par Murgoci (1910) tout en signalant comme élément supplémentaire, dans l'enracinement de la nappe, l'existence des unités supra-gétiques.

Dans la connaissance géologique de cette région un lieu de premier ordre occupe l'ouvrage de synthèse sur le Banat de sud et sur le Plateau de Mehedinţi de Codarcea (1940). Il contient un schéma stratigraphique unitaire de cette région, résulté de la corroboration des données existentes, à l'heure respective, avec celles obtenues personnellement, et une interprétation de l'évolution tectonique de ce secteur des Carpates Méridionales. La conception tectonique suivant laquelle les Monts Cerna abritent la nappe d'Arjana et la nappe de Cerna gouverne une nouvelle étape de travail.

Codarcea (1940) est le premier chercheur qui attribue les dépôts mésozoïques de cette région à deux zones de sédimentation distinctes : la zone de Presacina et la zone d'Arjana.

La zone de Presacina comporte les terrains mésozoïques de la région de Cornereva et de Bogîltin, prolongés, à travers la zone de Mehadia et de Băile Herculane, jusqu'aux approches d'Orşova. Vers le sud ces dépôts de la zone de Presacina sont laminés et n'apparaissent à nouveau que dans la zone de Cazane

La couverture sédimentaire de la zone de Presacina est constituée, à son avis, de : Carbonifère, Permien, Lias, Jurassique moyen, Jurassique supérieur, Crétacé inférieur et Crétacé supérieur. Des arguments paléontologiques le porte à constater l'existence du Domérien ; il suppose en outre l'existence du Toarcien et la continuation

Institutul Geologic al României

de sédimentation jusqu'au Barrémien. Il montre qu'il y a un passage progressif des calcaires à calpionelles (Valanginien-Hauterivien) à un complexe de marnes noires et conclut que ces dernières doivent être un équivalent des marnes du Barrémien de Svinița et non pas du Lias sous faciès de Gresten comme on les considérait antérieurement (Foetterle, 1869 ; Schafarzik, 1891, 1895, 1897, 1934 ; Murgoci, 1910, et Popescu-Voiteşti, 1921). Signalant la présence du Barrémien il est porté à argumenter l'existence de la nappe d'Arjana et tout spécialement de la nappe de Cerna. Il considère que la zone de sédimentation d'Arjana se dessine nettement dans la région d'Arjana-Topla-Cozia, à Bogîltin et à Cornereva, où se développe la série d'Arjana constituée de dépôts revenant au Lias, au Jurassique moyen, au Jurassique supérieur, au Néocomien et au Crétacé supérieur. L'auteur considère que la serie d'Arjana surmonte le sédimentaire de la zone de Presacina.

Le Lias inférieur de la zone d'Arjana n'est signalé que dans le secteur dominé par le sommet de Cozia, où il est représenté par des conglomérats laminés. Le Lias moyen-supérieur est constitué par des schistes argileux noirs, tuffacés, vers la partie supérieure, parfois complètement substitués par des roches effusives basiques, accompagnées de leurs tufs. L'auteur souligne la différence du faciès du Lias de cette zone par rapport à celui de la zone de Presacina qui est dépourvu de roches effusives ; il suppose en outre la continuation du faciès volcanique aussi dans la partie basale du Dogger.

Le Jurassique moyen est décrit sous forme de lentilles ou de klippes de calcaires récifaux, qui se laissent voir dans la crête de Biliana-Arjana et isolément à Cornereva (Monts Cozia).

Le Jurassique supérieur n'a été signalé que dans le sommet de Biliana où il est constitué par des klippes de calcaires noduleux rouges ou verts et par des radiolarites considérées caloviennes ou jurassiques supérieures. La présence du Néocomien est présumée à la partie supérieure des klippes de Biliana.

Le Crétacé supérieur est présent sous le nom de „flysch d'Arjana". À sa constitution participent des conglomérats, des grès et des grès argileux. Le trait caractéristique des conglomérats est l'abondance des éléments de calcaires, d'âges différents. L'auteur attire l'attention qu'il a reconnu le même faciès du Mésozoïque aussi dans la région de Cozla-Camenița, à Cîrșia Jelovei, fait qui le porte à conclure que la zone d'Arjana constitue une duplicature de l'autochtone, notamment provenant du prolongement du synclinal de Cozla-Cîrșia Jelovei. Dans son étude cet auteur met en parellèle le „flysch d'Arjana" et le „flysch de Mehedinți" où il a trouvé des éléments de faune du Crétacé supérieur remaniés. La séparation du flysch crétacé supérieur à la partie supérieure du sédimentaire autochtone a conduit à l'interprétation en nappe des couches de Sinaia (= nappe de Severin).

Les contributions stratigraphiques et tectoniques apportées par Codarcea (1940) ont sensiblement changé l'aspect de la carte géo-

Institutul Geologic al României

logique de l'autochtone danubien tout en constituant les données fondamentales pour la rédaction des cartes géologiques aux 1/500.000e et 1/200.000e. Elles demeurent un premier stade avancé des recherches entreprises dans la région.

L'investigation plus détaillée des Monts Cerna et des Carpates Méridionales en général a commencé après 1957.

Năstăseanu (1959)[3] aborde le problème du Wildflysch en signalant quelques blocs de calcaires jurassiques ou crétacé inférieurs enterrés dans les argiles noires, considérés antérieurement d'âge crétacé inférieur ou liasique. À cette occasion une série de klippes tectoniques de la vallée de la Cerna et de la vallée de la Presacina qui constituaient la nappe d'Arjana (sensu Codarcea, 1940) ont été attribuées au Crétacé supérieur de la zone de Presacina et interprétées comme des klippes enterrées (olistoliths).

Codarcea et al. (1961) présument que la nappe d'Arjana comporte quelques autres roches basiques (crétacé supérieur), outre celles déjà connues considérées d'âge liasique supérieur.

Iliescu, Semaka (1962) et Iliescu (1963) tentent d'établir une colonne stratigraphique des dépôts liasiques de Mehadia tenant compte d'une association floristique fossile récoltée de Valea Mare. Ils sont porté à estimer qu'à la base du Lias se trouve un paquet de dépôts qui représentent le Rhaetien. Quant au Lias moyen ils apportent de nouveaux arguments paléontologiques, toutefois ils concluent que la série des schistes noirs ne représente que le Pliensbachien, quoique Gheorghiu, Răileanu (1957) aient signalé la présence du Toarcien (à partir de critères paléontologiques) dans la série des schistes noirs de la vallée du Sfîrdinul, fait présumé antérieurement par Codarcea (1940).

Codarcea, Năstăseanu (1964) établissent les premiers horizons stratigraphiques dans les dépôts calcaires de la vallée de la Cerna. Ils montrent qu'en continuité de sédimentation les calcaires détritiques du Dogger sont surmontés par des calcaires à accidents siliceux, revenant au Callovien-Kimméridgéen inférieur, par des calcaires noduleux à *Saccocoma* et par des calcaires fins en plaquettes à calpionelles, revenant au Kimméridgéen supérieur-Berriasien, et vers la partie supérieure par des marnocalcaires revenant au Valanginien-Hauterivien. À cette occasion on montre que les faciès du Jurassique de la zone de Presacina sont séparés de ceux du Jurassique des zones situées à l'est par un seuil constitué par le soubassement cristallin dirigé N-S.

Codarcea et al. (1965) réexaminant le problème des olistoliths de la zone de Presacina (Năstăseanu, 1959[4], 1965[5]) présentent une étude qui révèle l'aspect chaotique de la sédimentation dans les Carpates Méridionales au cours du Crétacé supérieur. À cette occasion

[3] Arch. I.G.G., Bucarest.

[4] Op. cit. point 3.

[5] Arch. I.G.G., Bucarest.

Institutul Geologic al României

on constate que dans le massif d'Arjana, notamment dans la vallée de la Cerna, il y a une formation de Wildflysch dont la partie basale est tout particulièrement argileuse alors que sa partie supérieure est gréso-conglomératique. Le trait caractéristique de cette formation est la présence des olistoliths et d'une série volcano-sédimentaire. Dans cette étude on revient à l'interprétation en nappe des dépôts de la zone d'Arjana. Les calcaires jurassiques des sommets de Biliana et d'Arjana — considérés antérieurement des klippes de rabotage au front de la nappe du flysch du Crétacé supérieur (Codarcea, 1940) — sont à présent interprétés comme des olistoliths dans le Wildflysch argileux, le „flysch du Crétacé supérieur" étant toujours surjacent, mais en une succession stratigraphique normale.

Năstăseanu (1967) signale la position discordante des dépôts de Wildflysch reposant sur des formations plus anciennes, leur accordant un âge compréhensif, cénomanien-sénonien. Les dépôts du Jurassique et du Crétacé inférieur attribués à la nappe d'Arjana (Codarcea, 1940) sont considérés des olistoliths, alors que les roches basiques sont considérées associées aux dépôts de Wildflysch. Quant au „flysch d'Arjana" on a présumé qu'il repose transgressivement sur des dépôts de Wildflysch ou sur des termes plus anciens. Au point de vue tectonique on a considéré que les dépôts ci-dessus constituent un synclinal partiellement recouvert par la nappe gétique. On a émis l'hypothèse suivant laquelle les dépôts de la nappe de Severin auraient comblé une avant-fosse située à la partie externe du domaine danubien.

Năstăseanu (in Codarcea et al., 1967) se rapportant à la zone de Presacina présente le cycle du Jurassique-Crétacé inférieur conformément à l'acception antérieure (Codarcea, 1940 ; Codarcea, Năstăseanu, 1964), et mentionne des marnocalcaires similaires aux couches de Nadanova (Codarcea, Mercus, 1959) et des dépôts de flysch transgressif (Codarcea, 1940). En ce qui concerne la Crétacé supérieur de la zone d'Arjana il maintient l'hypothèse de son accumulation chaotique, avec des olistoliths, engendrée par les mouvements tectoniques compliqués qui ont affecté la région.

Codarcea et al. (1968) ont rédigé la feuille Baia de Aramă au 1/200.000e utilisant des données cartographiques préexistantes (Codarcea, 1940) et ils ont tracé la nappe d'Arjana. Dans le texte explicatif de cette feuille Năstăseanu, Bercia (1968) négligent un ouvrage antérieur (Năstăseanu, 1967) uniquement pour expliquer la conception selon laquelle a été rédigée la feuille Baia de Aramă.

Dans les archives de l'Institut de Géologie et Géophysique il y a une carte géologique au 1/25.000e (sur papier à calquer) de l'autochtone danubien, illustrant les terrains situés à l'E du couloir de Mehadia-Caransebeș, jusqu'à la limite avec le bassin Dacique. La carte a été rédigée par Codarcea en tenant compte des données qu'il a recueillies en terrain et elle représente l'image détaillée de la carte géologique au 1/200.000e du Banat de SE et du Plateau de Mehedinți, publiée en 1940. La représentation cartographique détaillée et extrêmement fidèle

Institutul Geologic al României

au terrain révèle la position chaotique des blocs de calcaires (jurassiques-crétacés inférieurs) situés à différents niveaux stratigraphiques dans la succession des formations de la „nappe d'Arjana". Néanmoins l'auteur ne donne plus cette image cartographique sur la carte au 1/200.000e qui accompagne l'ouvrage de synthèse (Codarcea, 1940).

Après 1960 pour les investigations en terrain j'ai bénéficié des notes prises en terrain par le Prof. A. Codarcea. Il me les a confiées pour que je puisse m'informer le plus complètement sur les aspects extrêmement compliqués de la géologie des Monts Cerna. Je retiens une remarque particulièrement importante faite par cet auteur à l'occasion des levés effectués dans la vallée de la Ciumîrna qu'il n'a pas mis en valeur ultérieurement, à savoir : „reste à résoudre le problème des tufs diabasiques post-liasiques — il n'est pas exclu que la solution soit de leur attribuer l'âge crétacé" (Codarcea, 20 sept. 1934) [6].

IV. GÉOLOGIE DE LA RÉGION

Les Monts Cerna sont le résultat d'une évolution géologique très complexe, avec quelques étapes plus importantes. Chacune de ces étapes est caractérisée par des éléments lithofaciaux, biofaciaux et structuraux propres.

La première étape est celle du Précambrien-Cambrien ; elle est caractérisée par des noyaux de schistes cristallins (méso- et épizonaux) propres au cycle orogène assyntien.

Une nouvelle étape est celle du Paléozoïque inférieur, caractérisée par des formations métamorphiques et anchimétamorphiques associées à des roches éruptives propres à l'orogenèse calédonienne.

L'étape suivante correspond au Paléozoïque supérieur représenté par des formations sédimentaires et magmatiques affectées par un faible métamorphisme régional dû à l'orogenèse hercynienne.

Une nouvelle étape est représentée par les formations mésozoïques qui sont le produit de quelques cycles de sédimentation bien délimités au point de vue stratigraphique et largement affectés par l'orogenèse alpine.

La dernière étape est celle des formations tertiaires faiblement développées dans le cadre de quelques dépressions engendrées par des mouvements épirogéniques.

Le rôle prédominant joué par l'orogenèse alpine pour l'édification des Carpates Méridionales est évident. Il a été souligné dans quelques ouvrages antérieurs où sont signalées les nappes de charriage et les duplicatures.

Murgoci (1905) établit la position en nappe du cristallin largement métamorphisé (cristallin du Ie groupe, Mrazec, 1904) sur-

[6] A. Codarcea (1934). Notes recueillies en terrain entre les années 1933—1935.

Institutul Geologic al României

montant le cristallin moins métamorphisé (cristallin du II[e] groupe, Mrazec, 1904).

Codarcea (1940) considère que dans les Carpates Méridionales on distingue deux domaines de sédimentation. À l'W le domaine gétique (= nappe gétique) et à l'E le domaine danubien (autochtone). Chacun de ces domaines a eu son évolution paléogéographique indépendante, et en conséquence dans les différentes fosses ont été engendrés des dépôts mésozoïques variés au point de vue facial. Ce sont variations qui nous conduisent lors de l'interprétation tectonique des Monts Banat et du Plateau de Mehedinți. Tenant compte de ces variations l'auteur ci-dessus attribue au domaine gétique les zones : Reșița, Sopot et Gura Văii, et au domaine danubien les zones : Arjana, Sirinia, Presacina, Cerna et Coșuștea. Il considère qu'entre ces deux domaines a évolué l'avant fosse de Severin dont le soubassement est probablement gétique et aux dépens duquel à pris naissance la nappe de Severin.

En complétant ces deux conceptions Năstăseanu (1975) reconnaît l'existence de deux géosynclinaux dans le domaine danubien, l'un interne et l'autre externe, séparés par une ride orientée NNE-SSW (signalée déjà dans un ouvrage antérieur — Codarcea, Năstăseanu, 1964). L'activité des sillons est amorcée à la fin du Cambrien et ils fonctionnent parallèlement jusqu'à la fin du Paléozoïque. Elle s'achève par le dépôt de la molasse hercynienne. L'activité des sillons est reprise au Mésozoïque quand une série de fosses sont constituées, chacune ayant des caractéristiques lithologiques et biologiques propres jusqu'au début du Crétacé supérieur. À la suite des mouvements autrichiens la configuration tectonique et paléogéographique du domaine danubien change, les sillons perdent leur individualité et pour cause les dépôts du Crétacé supérieur revêtent un faciès assez uniforme dans l'ensemble du domaine danubien.

Tenant compte de l'image structurale ci-dessus exposée la région investiguée comporte des formations dont la plupart reviennent au sillon interne de l'autochtone danubien, respectivement à la zone de Presacina qui constitue les Monts Cerna.

A) STRATIGRAPHIE

Le périmètre investigué est constitué par des formations métamorphiques, sédimentaires et éruptives attribuées au : Précambrien, Paléozoïque, Mésozoïque et Néozoïque.

PRÉCAMBRIEN

Depuis le confluent des vallées de la Belareca et de la Cerna, vers le N jusqu'à Cornereva, d'en dessous des formations de cycles calédonien et hercynien surgissent des formations du cycle assyntien représentées par les métamorphites de Neamțu (pl. I).

Institutul Geologic al României

La série de Neamțu (C o d a r c e a, 1940) est constituée de gneiss biotitiques, associés à des amphibolites, et de rares intercalations de micaschistes quartzitiques. Elle constitue le soubassement des formations investiguées et ne fera l'objet de nos discussions que pour mieux fixer le cadre géologique dans lequel a évolué la région des Monts Cerna.

Dans la vallée de la Cerna la série de Neamțu est traversée par le granite de Cerna. Celui-ci est constitué de quartz, plagioclase, orthose et de quantités réduites de biotite chloritisée. Le granite de Cerna est ordinairement cendré, mais il peut être parfois d'un rouge vif s'il renferme des phénocristaux d'orthose, comme il apparaît à l'embouchure de la vallée de la Presacina.

La série de Neamțu contient aussi d'autres intrusions granitiques (granite d'Ogradena, etc.) qui provoquent des phénomènes de contact dans les roches environnantes. En conséquence ces intrusions sont synchrones ou plus récentes (probablement anté- Ordovicien) que la série de Neamțu.

On a attribué à la série de Neamțu l'âge précambrien (D e s s i l a-C o d a r c e a, C o d a r c e a, 1968) car elle supporte en discordance la série de Corbu qui revient au Cambrien.

PALÉOZOÏQUE

Le Paléozoïque du domaine danubien comporte de nombreuses formations présentant différents degrés de métamorphisme. Nous ne présenterons que celles qui affleurent dans le périmètre des Monts Cerna.

Pendant un premier cycle géosynclinal, probablement calédonien, sur la série de Neamțu repose en discordance la série de Corbu (Cambrien). Dans un second cycle (hercynien) toujours en position discordante suit une succession constituée de formations dévoniennes (formation de Rîul Rece) et carbonifères (calcaires d'Ideg et argiles de Sevastru).

CAMBRIEN

Les formations cambriennes sont métamorphisées et constituent le soubassement de la couverture sédimentaire de la partie occidentale et de NW de la région où elles sont représentées par la série de Corbu.

La série de Corbu (C o d a r c e a, 1940) est constituée, généralement, de dépôts volcano-sédimentaires représentés par des métagabbros, des métatufs et des métatuffites basiques et acides, à intercalations de roches détritiques et rares lentilles de roches carbonatées.

Dans les Monts Cerna la série de Corbu est plus répandue dans la crête de Piatra Ilișovei, où elle est constituée de phyllites vertes, roches qui affleurent aussi dans la boutonnière de la vallée du Rîul Rece (pl. I). Au sud de la vallée de la Belareca cette série constitue une bande continue jusqu'au Danube qui comporte trois horizons stratigraphiques : l'horizon des péridotites, l'horizon des gabbros et l'hori-

Institutul Geologic al României

zon des roches vertes. La série de Corbu a été attribuée au Cambrien (Dessilla-Codarcea, Codarcea, 1968) à partir des mises en parallèle avec la partie supérieure de la „formation diabasique-phyllitoïde" riphéo-cambrienne, située au sud du Danube, qui comporte Archaeociathidae (Andjelković et al., 1967).

En ce qui concerne l'âge des gabbros de Iuţi on l'a considéré : antépermien (Codarcea, 1937), antécarbonifère supérieur (Răileanu, 1953), dévoniano-carbonifère inférieur (Bercia, Elvira Bercia, 1962) ou cambrien (Dessila-Codarcea, Codarcea, 1968).

À la lumière des nouvelles précisions stratigraphiques sur le Paléozoïque faiblement métamorphisé qui surmonte l'autochtone et en accord avec Dessilla-Codarcea, Codarcea (1968) nous considérons les métagabbros de la série de Corbu d'âge cambrien.

L'âge accordé à la série de Corbu s'étaye aussi du fait que dans les formations immédiatement surjacentes les gabbros sont remaniés et qu'elle contient des microspores qui caractérisent à coup sûr l'Ordovicien inférieur (Boldur, Visarion, 1972).

DÉVONIEN

Dans la partie de SE des Monts Ţarcu, dans la vallée du Rîul Rece, apparaissent des dépôts faiblement métamorphisés revenant à la formation de Rîul Rece.

La formation de Rîul Rece (Năstăseanu, 1975) est constituée presque exclusivement d'argiles noires ou verdâtres qui montrent des intercalations fréquentes de bancs de tuffites et de roches basiques (fig. 1).

La formation affleure admirablement dans la rive gauche du Rîul Rece, au sud de l'endroit où le chemin de fer forestier Teregova-Poiana Ruscă enjambe la vallée en passant de la rive gauche sur celle droite. La partie basale des dépôts n'est pas observable, en conséquence ni le contact avec la série de Corbu (Cambrien). Les données obtenues révèlent qu'à la partie basale des torrents situés à l'est la formation est laminée (fig. 3). Il en est de même dans la vallée du ruisseau de Sevastru (fig. 2), où la formation de Rîul Rece prend contact avec le Jurassique inférieur.

Immédiatement à l'W des conglomérats quartzitiques de l'Hettangien-Sinémurien qui marquent le contact avec la série de Corbu de la vallée du Rîul Rece on observe un banc, épais de l'ordre des décimètres, de tuffites verdâtres qui plonge vers l'WNW et supporte une pile épaisse d'argilites cendré-noirâtre plus compactes, faiblement métamorphisées. Quelque 50 m plus haut, la succession stratigraphique homoclinale des argilites laisse voir un banc, épais de l'ordre des décimètres, de métabasites durs. La coupe continue avec des argilites cendré-noirâtre-verdâtre, avec les mêmes paquets, épais de l'ordre des décimètres, de tuffites verts situés à des niveaux différents et ça et là avec des pointements de roches basiques de dimensions variées. Cet as-

Institutul Geologic al României

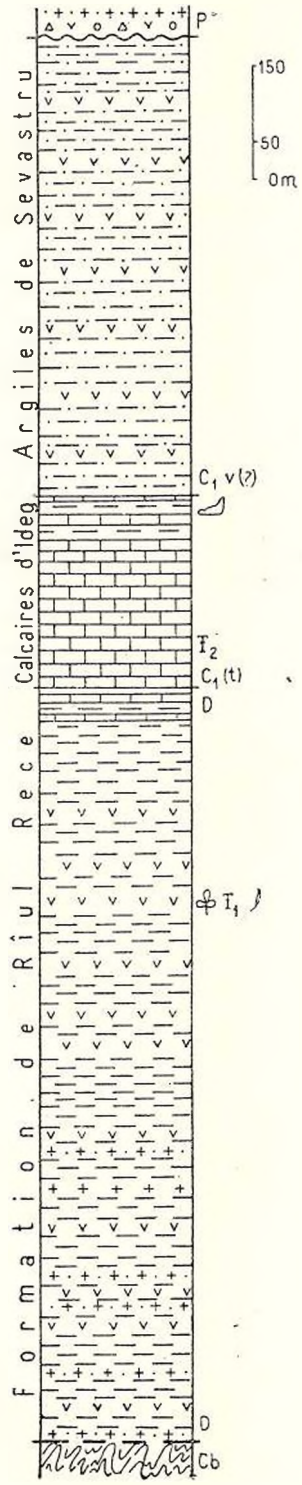


Fig. 1. — Succession stratigraphique du Paléozoïque de la vallée du Rîul Rece : *Cb*, série de Corbu ; *D*, formation de Rîul Rece ; C_1t, calcaires d'Ideg ; C_1v (?), argiles de Sevastru ; *P*, Permien. Légende des figures lithologiques et des symboles utilisés voir planche III.

Institutul Geologic al României

pect assez uniforme et monotone se maintient jusqu'à la partie supérieure de la formation qui totalise une épaisseur de 800—1000 m.

La partie terminale de la formation de Rîul Rece n'affleure pas très bien du côté gauche de la vallée, en échange elle affleure admirablement dans la rive droite. Ici sur les derniers 100 mètres les argilites cendré-noirâtre commencent à présenter des intercalations de calcaires cendrés, tout d'abord épaisses de l'ordre des centimètres et ensuite de l'ordre des décimètres. À la partie tout à fait supérieure les schistes argilitiques sont peu épais et les calcaires deviennent prédominants, disposés en bancs compacts. Dans ces derniers 100 m on observe nettement le passage progressif du Dévonien prédominant argileux au Carbonifère inférieur calcaire (calcaire d'Ideg). Toutefois il est difficile de tracer strictement la limite cartographique entre ces deux formations. Elle a été tracée là où les calcaires deviennent massifs et comportent des débris de faune propre au Tournaisien.

Poursuivant le développement de la formation de Rîul Rece en direction, vers le sud, on remarque que le même faciès prédominant argilitique affleure dans une série de ravins tributaires du Rîul Rece ; il passe ensuite dans le bassin du ruisseau de Sevastru et plus loin dans le versant septentrional de la crête de Cerna jusqu-aux approches de Poiana Ceicovii. Dans ce dernier secteur la disparition progressive, par laminage, de la formation de Rîul Rece est évidente, du N au S,le long d'une ligne directionnelle (faille de Sevastru).

Dans la vallée du ruisseau de Sevastru l'on observe le plongement, vers l'W, des argilites cendré-noirâtre à intercalations de tuffites verdâtres et à bon nombre de roches basiques. À l'origine de ce ruisseau la formation de Rîul Rece prend directement contact avec les conglomérats du Jurassique inférieur, redressés verticalement (fig. 2).

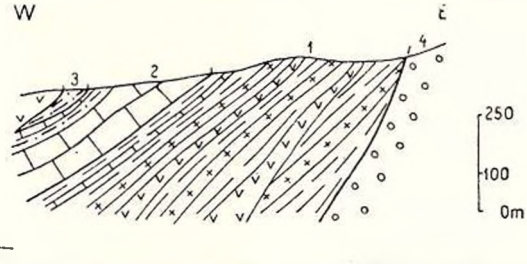


Fig. 2. — Coupe géologique dans la vallée du Sevastru.
1, formation du Rîul Rece ; 2, calcaires d'Ideg ; ; 3, argiles de Sevastru ; 4, Hettangien-Sinémurien.

Les pendages accusés que présente la formation, immédiatement en aval de la faille de Sevastru, se réduisent progressivement vers l'W. Ainsi les pendages touchent 30° beaucoup avant le confluent des ruisseaux de Sevastru et de Şipotul, où l'on observe le même passage progressif aux calcaires d'Ideg, tout comme dans la vallée du Rîul Rece. Cependant la formation est moins épaisse dans la vallée du Sevastru (inférieure à 700 m) parce qu'elle se rétrécit progressivement vers le sud.

Au sud du ruisseau de Sevastru la formation de Rîul Rece se prolonge dans le versant oriental de la crête de Vîrful Cerna-Poiana Cei-

Institutul Geologic al României

covii, neanmoins les affleurements étant rares il est difficile de poursuivre son extension vers le sud. Jusqu'à un certain point on a réalisé toutefois une représentation cartographique correcte, en utilisant comme repère la corniche des calcaires d'Ideg et le relief bas des argilites noir-verdâtre de la formation de Rîul Rece, délimitées vers l'E par les conglomérats du Jurassique inférieur redressés verticalement. Vers le sud les calcaires d'Ideg approchent sensiblement des conglomérats de l'Hettangien-Sinémurien, tout en suggérant leur disparition par laminage le long de la faille de Sevastru et en conséquence aussi celle de la formation de Rîul Rece. Cependant la formation de Rîul Rece apparaît à nouveau à environ 500 m sud du dernier affleurement des calcaires d'Ideg sous forme d'une lame tectonique (pl. I) qui supporte cette fois-ci directement les argilites de Sevastru carbonifères. Les argilites de cet affleurement (lames) nous ont offert une flore fossile (F_1) comparable à celle dévonienne, vu son caractère primitif marqué par la ramification dichotomique des tiges. En conséquence les argilites noires sous-jacentes au calcaire d'Ideg — attribuées antérieurement au Silurien (Răileanu, Năstăseanu, 1963) — ont été attribuées au Dévonien (Năstăseanu, 1968)[7]. Plus tard cette même flore a fait objet d'études pour Semaka (1970)[8] qui mentionne les formes : *Psilophyton goldschmidtii* Balle, *P. kräuseli* Obrhel, *Hostinella* sp. et *Pseudosporchnus* sp. L'association floristique ci-dessus atteste l'âge dévonien accordé à la formation de Rîul Rece.

La formation de Rîul Rece apparaît sous un lithofaciès très proche de celui de la partie supérieure (argilitique) de la formation de Drencova, fait remarqué par Codarcea (1940) et confirmé ensuite par l'âge dévonien de la formation de Drencova (Năstăseanu, Bițoianu, 1970) et souligné par la corrélation partielle de ces deux formations dans le sens que la formation de Rîul Rece serait équivalente de la partie supérieure de la formation de Drencova (Năstăseanu, 1975).

CARBONIFÈRE INFÉRIEUR

À la partie de SE des Monts Țarcu, dans la vallée du Rîul Rece et tout spécialement du ruisseau de Sevastru se développent deux complexes : l'un inférieur (calcaires d'Ideg) richement fossilifère et l'autre supérieur (argiles de Sevastru), les deux revenant au Carbonifère inférieur. L'absence du Carbonifère supérieur est due à l'érosion.

Les calcaires d'Ideg, ou l'horizon des calcaires spathiques (Codarcea et al., 1960) reposent en continuité de sédimentation sur la formation de Rîul Rece (fig. 1, 2, 3).

Les argilites et les calcaires cendrés en plaquettes de la formation de Rîul Rece supportent directement les calcaires lités en bancs épais de l'ordre des décimètres et des mètres. Les calcaires sont cendré-noir,

[7] Arch. I.G.G., Bucarest.
[8] Arch. I.G.G., Bucarest.

Institutul Geologic al României

spathiques, parfois détritiques et comportent des éléments de schistes noirs remaniés. Vers la partie supérieure les calcaires deviennent de plus en plus fins et l'épaisseur des bancs se réduit progressivement ; en même temps apparaissent des intercalations d'argilites noires, tout d'abord très minces, qui progressivement substituent les calcaires. Partant aussi la limite supérieure des calcaires est assez difficile à illustrer sur la carte. En vue de donner une solution à ce problème on a adopté le principe suivant lequel là où se terminent les calcaires en plaquettes et apparaissent seulement des argiles noires soit tracée la limite entre ces deux complexes.

Il s'ensuit que la limite inférieure des calcaires d'Ideg est tracée là où se terminent les intercalations de schistes et commencent les calcaires grossiers à entroques et celle supérieure au dessus des derniers calcaires en plaquettes, bien que les schistes argileux aient commencé à devenir prédominants plus bas. La manière différente de tracer la limite supérieure par rapport à celle inférieure vient de quelques arguments paléontologiques. À la partie basale des calcaires d'Ideg, délimités comme nous l'avons montré ci-dessus et dont l'épaisseur a été appréciée de 250 m, apparaît une macrofaune abondante, propre au Tournaisien (Codarcea et al., 1960). Dans la vallée du Rîul Rece et tout spécialement dans la crête Iarba Moale (à l'origine de la vallée du Sevastru, F_2) les premiers bancs de calcaires grossiers comportent sur une épaisseur de 5—10 m d'innombrables exemplaires de : *Productus (Dictyoclastus) semireticulatus, P. antiquatus, P.* cf. *projectus, Spirifer tornacensis, S. clathratus, S. striatus, S. (Paleochoristites) cinctus, Syringopora ramulosa, Cyathoxonia* cf. *rushiana, Zaphrentis* cf. *koninckі, Michellina favosa, Syringothyris cuspidata, Chonetes* cf. *compressa, Potherocrinus* cf. *crasus* et *Phyllipsia gemulifera.*

Parmi ces formes il y a quelques unes *(Michellina favosa, Syringopora ramulosa, Productus semireticulatus, Spirifer tornacensis, Syringothyris cuspidata et Phyllipsia gemulifera)* qui définissent assez nettement la base du Carbonifère inférieur. Aussi a-t-on tracé la limite entre le Dévonien et le Carbonifère immédiatement en dessous de ces calcaires et non pas là où apparaissent les premières intercalations minces de calcaires, dans les argilites de la partie supérieure de la formation de Rîul Rece.

Des plaquettes de calcaires fins noirs qui apparaissent à la partie terminale des calcaires d'Ideg on cite (Mirăuță, 1964) une espèce de conodonte, *Siphonodella crenulata,* propre à la zone à *Pericyclus* qui caractérise le Tournaisien. Partant aussi les dernières intercalations minces de calcaires qui apparaissent à la partie basale de l'horizon argileux supérieur, du bassin de la vallée du Rîul Rece, reviennent, elles-aussi, au Tournaisien. Donc, sur la carte, la limite entre les calcaires d'Ideg (tournaisiens) et le complexe suivant est placée au-dessus des derniers affleurements de calcaires en plaquettes, alors que les argiles surjacentes reviendraient au Viséen.

Les argiles de Sevastru reposent en continuité de sédimentation sur les calcaires fins à conodontes (fig. 1, 3). Elles constituent une pile

Institutul Geologic al României

épaisse de 600 m, lithologiquement très constante. À remarquer l'abondance des argiles schisteuses noires, finement satinées et rarement des intercalations d'argiles gréseuses. Fréquemment s'intercalent des roches basiques sous forme de bancs épais de 0,50—10 m, dans la plupart des cas concordants à la stratification des argiles, moins souvent constituant des corps lenticulaires longs et larges de l'ordre des centaines de mètres. De faibles phénomènes de contact apparaissent entre les argiles et les magmatites, mis en évidence par une légère transformation en cornéennes des argiles.

Nous ne disposons pas d'arguments paléontologiques pour préciser l'âge des argiles de Sevastru. Toutefois leur position en continuité de sédimentation sur les calcaires d'Ideg plaide en faveur du Carbonifère inférieur, éventuellement du Viséen.

L'aire de distribution des argiles de Sevastru est très restreinte, notamment au bassin d'accumulation de la vallée du Rîul Rece où elles affleurent admirablement, tout spécialement dans la rive gauche, jusqu'aux approches de Canicea. Les corps de roches basiques situés au S du ruisseau de Sevastru (crête de Vîrful Cerna) ont été parallélisés aux métagabbros de Iuți (Codarcea, 1940). Si au point de vue pétrographique un rapprochement est possible, au point de vue stratigraphique les distinctions sont notables. Les roches basiques de cette région reviennent au Carbonifère inférieur alors que celles de la série de Corbu (de Iuți) reviennent au Cambrien (selon Dessila-Codarcea, Codarcea, 1968).

PERMIEN

Le Carbonifère inférieur (fig. 3), ou des formations plus anciennes, supportent en discordance des dépôts continentaux, ordinairement rouges et à stratification entrecroisée.

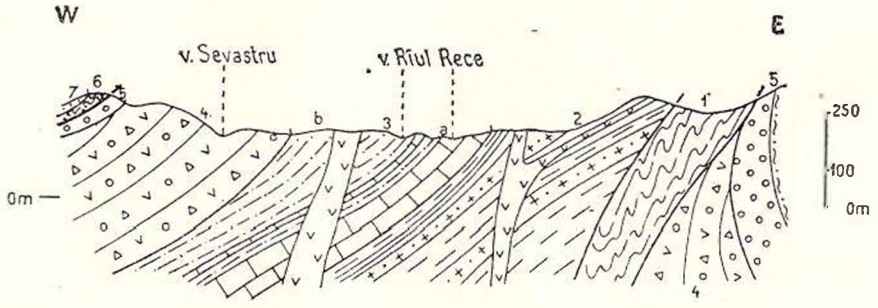


Fig. 3. — Coupe géologique dans le bassin de la vallée du Rîul Rece.
1, Cambrien (série de Corbu) ; 2, Dévonien (formation de Rîul Rece) ; 3, Carbonifère inférieur (*a*, calcaires d'Ideg ; *b*, argiles de Sevastru) ; 4, Permien (agglomérats) ; 5, Hettangien-Sinémurien ; 6, Précambrien supérieur (série de Sebeș-Lotru) ; 7, Miocène.

Institutul Geologic al României

Les dépôts permiens laissent voir aisément des faciès prédominants terrigènes, volcaniques et mixtes. Ces faciès sont propres aux dépôts permiens de l'autochtone danubien et tout spécialement à la zone de Sirinia où ils ont été signalés et représentés sur la carte par Răileanu (1953).

Le faciès terrigène, dans les Monts Cerna, est moins répandu que ceux volcanogène et mixte. Néanmoins sa constitution lithologique est plus constante, fait qui a contribué à y reconnaître des horizons qui présentent quelque valeur pour des corrélations. Les recherches antérieures (Năstăseanu et al., 1973) effectuées dans les Carpates Méridionales révèlent que le faciès terrigène occupe fréquemment la partie inférieure de la succession permiène, alors que les deux autres la partie supérieure et seulement sporadiquement ils débutent dès la partie basale.

Le faciès terrigène se développe de manière caractéristique dans le sud et l'est de la région, respectivement dans la vallée du Sfîrdinu, dans les vallées des affluents de gauche du cours supérieur de la vallée de la Bolvaşniţa et dans la rive droite de la vallée de la Cerna.

La coupe de la vallée du Sfîrdinu est la plus complète parce qu'elle offre la possibilité d'observer la succession stratigraphique sur une épaisseur normale de 800 m. Cette coupe laisse voir également deux horizons nettement individualisés au point de vue lithologique dont l'un inférieur prédominant conglomératique et l'autre supérieur gréso-argileux (fig. 4).

L'horizon inférieur, épais de 300 m, repose en discordance sur la série de Corbu. Il est constitué par des bancs, épais de l'ordre des mètres, de conglomérats grossiers et de brèches, dont la stratification est peu marquée. Les conglomérats et les brèches sont constitués en une large mesure d'éléments provenus de la série de Corbu. De manière tout à fait subordonnée apparaissent des éléments de roches éruptives, pyroclastites ou porphyres quartzifères. On observe çà et là des intercalations de microconglomérats ou de grès qui nous renseignent sur la stratification de l'horizon.

L'horizon supérieur, épais de 500 m, est prédominant gréso-argileux et repose en continuité de sédimentation sur celui inférieur. Le passage d'un horizon à l'autre a lieu par l'intermédiaire d'un paquet de couches qui laissent voir une alternance de microconglomérats et de grès calcaires et grès argileux.

Le faciès terrigène qui occupe le reste de la région est plus varié quant à l'aspect. Y prédomine le matériel conglomératique ; ceux gréseux et argileux se présentent sous forme de lentilles intercalées dans le premier ou de successions de beaucoup plus minces que celles de la vallée du Sfîrdinu et situées à la partie supérieure de la succession. Cet aspect apparaît dans le cours supérieur de la vallée de la Bolvaşniţa et dans la vallée de la Cerna et il est dû en une large mesure aux variations faciales et en moindre mesure à l'érosion pré-liasique qui a enlevé une partie de l'horizon supérieur.

Institutul Geologic al României

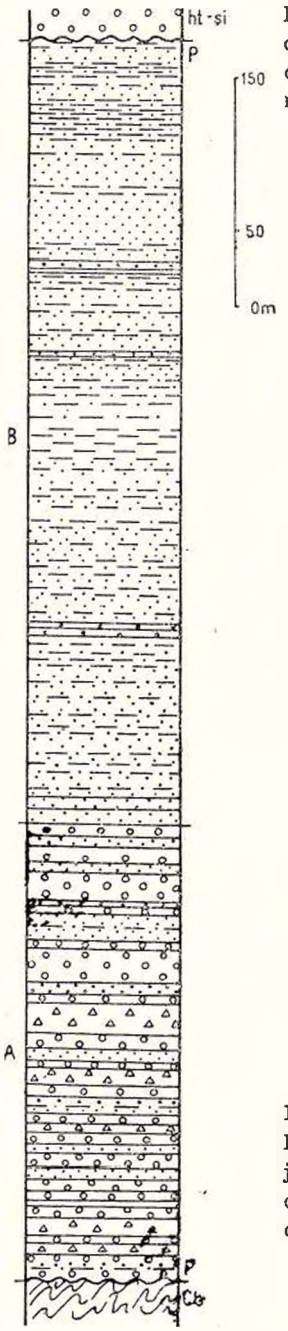


Fig. 4. — Colonne stratigraphique du Permien dans la vallée du Sfîrdinu : *A*, horizon inférieur conglomératique ; *B*, horizon supérieur argilo-greseux.

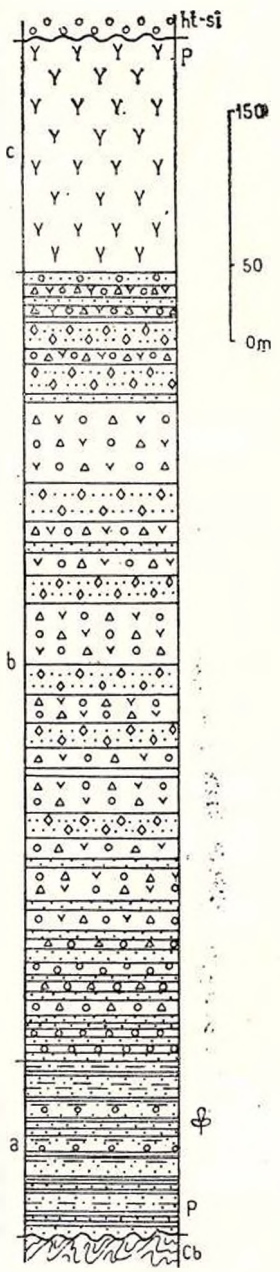


Fig. 5. — Colonne stratigraphique du Permien de Mehadia (sommet Străjuț) : *a*, grès et argiles comportant des plantes ; *b*, pyroclastites et roches détritiques ; *c*, porphyres quartzifères.

Institutul Geologic al României

Le faciès volcanogène se développe sur toute la bordure septentrionale et méridionale de la région investiguée, depuis la vallée du Rîul Rece, à travers la crête d'Ilişova jusque dans la vallée de la Belareca, à Mehadia (colline de Străjuţ).

Dans le versant méridional de la colline de Străjuţ (fig. 5), en discordance sur la série de Neamţu, reposent des grès et des argiles cendrés, à teinte verdâtre comportant des débris de plantes indéterminables. Cet ensemble constitue un horizon épais d'environ 100 m dont l'aspect lithologique approche sensiblement de celui des grès quartzitiques cendré-noirâtre de la vallée du ruisseau de Gornienci, affluent de la Bolvaşniţa qui lui-aussi comporte des intercalations d'argiles noirâtres à débris de plantes. La coupe continue par une succession épaisse de 500 m, constituée d'agglomérats et de brèches pyroclastiques grossières en alternance avec des conglomérats et des grès rouges. La succession s'achève par un paquet de porphyres quartzitiques rouges, épais de 150 m, qui constituent le sommet de Străjuţ.

Le faciès mixte est bien développé à l'E de la vallée de la Belareca, à Cornereva et Bogîltin, où il est représenté par des bancs de roches détritiques en alternance avec des bancs de roches pyroclastiques.

Pour conclure on peut apprécier que les faciès présentés sont probablement synchrones, tout en mentionnant que dans la plupart des cas le Permien débute par des roches terrigènes qui passent ensuite à des roches volcanogènes.

De ce que nous venons de présenter ci-dessus s'ensuit la difficulté de préciser l'âge de ces dépôts. Si nous tenions cependant compte des faciès des dépôts permiens qui comportent des éléments paléontologiques — connus dans les régions avoisinnantes des Carpates Méridionales — et si nous les rapportions aux faciès décrits, l'âge permien de ces derniers serait argumenté. Ainsi, on connaît (Năstăseanu et al., 1973) que dans la zone de Reşiţa les faciès terrigènes (argileux noir ou gréseux-conglomératique rouge) comportent des plantes *(Lebachia piniformis, Callipteris conferta, C. naumanni, C. gigas)* qui plaident en faveur de l'existence de l'Autunien ; en conséquence on peut considérer que l'âge des dépôts des Monts Cerna décrits est également autunien, à plus forte raison que le faciès terrigène de la zone de Presacina comporte lui-aussi des débris de plantes.

MÉSOZOÏQUE

Dans la région des Monts Cerna les dépôts mésozoïques surmontent en discordance les formations hercyniennes ou plus anciennes. Ils représentent le Jurassique dans son ensemble et une partie du Crétacé inférieur, l'Aptien y compris, à la fin duquel est enregistrée la première interruption de la sédimentation. Les dépôts immédiatement surjacents reviennent à un nouveau cycle de sédimentation qui débute probablement à la fin du Turonien et s'achève à la fin du Crétacé (pl. III).

Institutul Geologic al României

JURASSIQUE

Dans les dépôts jurassiques de la région on distingue deux lithofaciès bien individualisés, tout spécialement dans l'intervalle stratigraphique compris entre le Lias supérieur et le Kimméridgéen inférieur. Il s'agit du faciès de Presacina et du faciès de Feneş, les deux propres à la zone de sédimentation de Presacina.

La zone de Presacina a été définie pour la première fois par Codarcea (1940), ensuite on a apporté des précisions paléogéographiques à la partie orientale de la zone où l'on a signalé l'existence d'un seuil constitué de formations cristallines (série de Neamţu) situé dans la vallée de la Cerna (Codarcea, Năstăseanu, 1964). Dans la présente étude on mentionne que la partie occidentale de cette zone s'étend jusque dans la région de Feneş, où apparaît le soubassement cristallin de l'autochtone constitué par le prolongement méridional de Muntele Mic.

Au sujet de la différence signalée entre les faciès susmentionnés — faciès que nous considérons propres à la zone de Presacina, ci-dessus redéfinie — il y a lieu de remarquer que c'est Schafarzik (1897) qui l'a saisie pour la première fois, sans pour autant lui accorder une attention spéciale, et ensuite Codarcea (1940) qui a donné une interprétation allochtone (duplicature d'Arjana) à l'un de ces faciès (faciès de Feneş).

FACIÈS DE PRESACINA

Ce faciès occupe les parties de sud et d'est de la zone de Presacina, entre la vallée de la Cerna et le bassin inférieur de la vallée de la Belareca (pl. I).

Les dépôts jurassiques sous faciès de Presacina montrent une succession stratigraphique qui débute par des conglomérats et des grès, passe à des argiles, et ensuite de nouveau à des grès et s'achève par des calcaires (pl. III).

Jurassique inférieur-Aalénien

Les dépôts permiens ou plus anciens supportent en discordance des dépôts détritiques, variés quant à la lithologie et à l'épaisseur en fonction de leur position interne ou externe vis-à-vis du domaine de sédimentation. En partant des constatations ci-dessus on pourrait reconnaître deux subfaciès mieux individualisés. Le subfaciès interne qui comporte des dépôts d'âge éojurassique et aalénien et le subfaciès externe, dont la sédimentation est de type seuil, et où la limite jurassique inférieur-aalénien ne saurait être tracée.

Subfaciès interne

Dans le bassin de la vallée de la Belareca, au sud de Cornereva, de Bogîltin et jusqu'à Mehadia les dépôts du Jurassique inférieur-Aa-

Institutul Geologic al României

lénien sont épais de 800 à 1100 m et on peut les diviser au moins en trois unités lithostratigraphiques. À la partie basale apparaissent les conglomérats grossiers à intercalation de microconglomérats et de grès, suivis en continuité de sédimentation par un complexe mixte argilo-gréseux qui supporte à son tour des grès quartzitiques, rarement arkosiens, très durs. À partir d'arguments paléontologiques on a attribué au Jurassique inférieur les deux premières séquences et à l'Aalénien la dernière.

L'Éojurassique (Lias) revêt un faciès paratypique de Gresten, sans charbons ou calcaires, représenté par des conglomérats, des grès et des argiles noires. En lignes générales on a reconnu une succession épaisse de 550 à 800 m, susceptible d'être divisée en deux horizons : l'un inférieur conglomératique et l'autre supérieur gréseux et argileux.

Hettangien-Sinémurien. On a attribué à cet intervalle stratigraphique l'horizon prédominant conglomératique, épais de 200 à 300 m, par lequel débute la succession jurassique de la zone de Presacina (fig. 6). Dans la plupart des cas les conglomérats sont massifs, montrant parfois une stratification évidente due aux intercalations de microconglomérats qui comportent des roches siliceuses dures. La représentation graphique de cet horizon est facile vu les formes de relief proéminentes qui trahissent sa présence même dans les zones recouvertes.

À la partie basale s'individualise un niveau épais de 50 m, comportant uniquement des conglomérats grossiers, à la constitution duquel participent de gros éléments (5—15 cm de diamètre) de quartz blanc, en proportion de 80% et en faible mesure des éléments fournis par d'autres roches du soubassement préliasique. Cet aspect est celui rencontré fréquemment à la partie basale de l'horizon conglomératique des bassins des vallées du Polom, de la Presacina, de la Bedina, des gorges de la Belareca et de la crête de Cotul Românului-Vîrful Cernei. Il y a cependant des cas où l'aspect lithologique de ce niveau est influencé en une large mesure par les roches qu'il surmonte directement. Dans ce sens on observe que si le niveau basal repose sur des dépôts permiens les conglomérats gagnent en éléments remaniés de ces dépôts (porphyres quartzifères gris et argiles rouges) et le ciment emprunte une teinte rougeâtre, fait qui s'observe chez les conglomérats basaux de la bordure occidentale de la zone de Presacina, entre Rîul Rece et Belareca, c'est-à-dire sur le versant de la crête de Vîrful Cernei et dans Valea Mare, à Mehadia. Cet aspect local du Jurassique inférieur a constitué pour Iliescu (1963) le principal critérium pour la représentation cartographique du supposé Rhaetien de Mehadia. Néanmoins pareils aspects apparaissent aussi à la partie basale de Jurassique inférieur de la zone d'Anina, où dans les bancs de conglomérats basaux sont parfois remaniées des argiles rouges permiennes (Năstăseanu, 1964).

Les parties médiane et supérieure de l'horizon inférieure sont constituées de dépôts détritiques plus fins, lités en bancs décimétri-

Institutul Geologic al României

ques dans lesquels s'intercalent çà et là des couches minces (10—15 cm) de grès argileux cendré-noirâtre. Sous cet aspect assez uniforme, l'horizon inférieur apparaît dans toutes les coupes examinées.

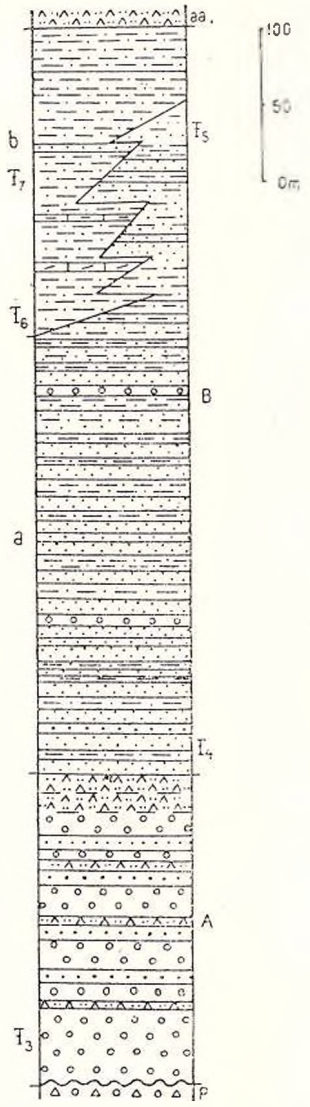


Fig. 6. — Colonne stratigraphique synthétique du Jurassique inférieur sous faciès de Presacina (subfaciès interne) : *A*, horizon inférieur ; *B*, horizon supérieur (*a*, couches de Bogîltin ; *b*, couches d'Ohaba).

Généralement l'horizon inférieur est blanc-jaunâtre ou très rarement, cendré-noirâtre. Une exception pareille est celle de l'horizon inférieur de Valea Mare (Mehadia).

Institutul Geologic al României

L'âge de l'horizon inférieur est difficile de préciser car il ne renferme que peu d'éléments fauniques caractéristiques. Cependant le faciès sous lequel il se laisse voir est très proche de celui du Lias inférieur du reste des Carpates Méridionales et la faune d'ammonites localisée dans l'horizon supérieur sont des arguments qui nous autorisent à l'attribuer au Lias inférieur, fait déjà préconisé par Codarcea (1940).

Les débris de flore signalés ces derniers temps sont un remarquable appui en faveur de l'Eojurassique inférieur. Iliescu, Semaka (1962) ont signalé un gisement avec des débris de flore fossile sur le flanc occidental, laminé, d'un synclinal mis en évidence par l'horizon inférieur de l'Eojurassique de Valea Mare (Mehadia), *(F_3)*. Les auteurs citent : *Laccopteris angustiloba, Stachyotaxus elegans, Marattiopsis hoernensis, Nilssonia* sp., *Pterophyllum ?, Taeniopteris* sp., *Zamites* sp. et concluent que les dépôts qui les renferment pourraient être d'âge „rhaetien jusqu'au rhaetien-liasique". De cette manière on revient à l'âge rhaetien-liasique accordé par Schafarzik (1891) aux depôts sous faciès de Gresten de cette région. Des formes ci-dessus énoncées seule *Laccopteris angustiloba* est représentée par un plus grand nombre d'exemplaires fait qui a conduit les auteurs susmentionnés à donner à ces dépôts le nom de couches à *„angustiloba"*, mais cette espèce n'est pas propre au Rhaetien. La seule espèce fréquente dans le Rhaetien est *Stachyotaxus elegans,* dont on n'a trouvé dans Valea Mare qu'un seul exemplaire. Tenant compte de la haute fréquence des formes propres au Lias inférieur dans les dépôts de l'horizon inférieur de Valea Mare et du fait que le gisement fossilifère ne se situe même pas dans le niveau basal de l'horizon qui fait défaut à cause d'un accident tectonique (faille de Mehadia-Cornereva), la présence du Rhaetien dans la zone de Presacina est peu probable. Du reste les auteurs susmentionnés (Iliescu, Semaka, 1962) abondent dans le même sens au sujet de la flore prélevée de ces dépôts : „Nous serions tentés d'attribuer aux dépôts qui l'abrite l'âge liasique *(s. l)* éventuellement le Lias inférieur ?". La réserve des auteurs pour établir un âge strict est d'autant plus justifiée si nous envisageons le fait que Semaka (1965, 1970) cite à Anina une association similaire et à partir de la fréquence du genre *Nilssonia* établi la „zone à *Nilssonia*" qu-il considère caractéristique du Sinémurien. Du fait que le genre *Nilssonia* apparaît aussi à Mehadia on peut plus aisément admettre une mise en parallèle entre ces couches à *„angustiloba"* et les dépôts du Lias inférieur d'Anina, où l'on a identifié la zone à *Nilssonia,* que de soutenir la présence du Rhaetien à Mehadia.

Revenant au problème du Rhaetian, Iliescu (1963) le représente sur la carte d'une manière arbitraire car il ne dispose pas de repères lithologiques justifiables. Ces derniers temps j'ai récolté des échantillons palynologiques de l'horizon conglomératique de Valea Mare (Mehadia) considéré rhaetien. L'association palynologique comporte : *Cyathidites australis* Couper, *C. minor* Couper cf., *Converrucosi-*

Institutul Geologic al României

sporites luebbennensis Schultz, *Totoisporites crassexinus* (Raissinger) Nilsson, etc. qui indiquerait l'Hettangien (Antonescu, 1974)[9]. L'association hettangienne ? provient du flanc occidental du synclinal de Valea Mare, juste de la partie basale de la formation considéré rhaetienne. Partant les données palynologiques dénotent que l'existence du Rhaetien dans la zone de Presacina est peu probable.

Nous avons insisté davantage sur l'âge hettangien-sinémurien de l'horizon inférieur dans son ensamble tout d'abord pour rétablir un point de vue soutenu antérieurement (Codarcea, 1940) et ensuite pour souligner l'absence d'arguments en faveur du Rhaetien dans les Carpates Méridionales.

Pliensbachien-Toarcien. L'horizon inférieur conglomératique attribué à l'Hettangien-Sinémurien passe progressivement à des grès cendré-noirâtre montrant des intercalations de grès argileux schisteux (couches de Bogîltin) qui passent à leur tour à des argiles noires avec des intercalations d'argiles gréseuses et rares lentilles de marnocalcaires (couches d'Ohaba). Entre ces deux types de dépôts, prédominants gréseux ou prédominants argileux, il y a de fréquents endentements. Ordinairement l'horizon supérieur de l'Eojurassique débute par des grès et s'achève constamment par des argiles, présentant deux lithofaciès partiellement superposés (fig. 6), qui totalisent une épaisseur d'environ 500 m. Codarcea (1940) a fait de distinction entre les dépôts prédominants gréseux et ceux prédominants argileux, mais il les a considérés des horizons superposés.

Les couches de Bogîltin présentent un développement caractéristique à Bogîltin où elles sont constituées de grès grossiers ou relativement fins, stratifiés en bancs épais de 0,20—0,50 m disposés alternativement, et présentent çà et là des intercalations de conglomérats polygènes, de microconglomérats et d'argiles gréseuses noires.

Les grès qui sont prédominants et qui constituent le trait spécifique lithofacial sont constitués en une large mesure de matériel grossier de nature siliceuse, moins souvent feldspathique. Les éléments sont fréquemment anguleux, subanguleux ou roulés. Le ciment est ordinairement calcaire, très rarement siliceux. Les conglomérats et les microconglomérats sont dans la plupart de cas faiblement cimentés, comportant de nombreux éléments de quartz, de phyllites vertes et de manière subordonnée des fragments d'autres roches revenant aux formations précambriennes et paléozoïques de l'autochtone danubien.

Les schistes gréso-argileux ou argileux contiennent fréquemment une grande quantité de débris végétaux carbonisés étant en conséquence de couleur noire et rarement des nids ou des lentilles de dimensions réduites (millimétriques) de charbons. Le complexe dans son ensemble est prédominant cendré.

Une sucession stratigraphique détaillée des couches de Bogîltin où l'on puisse voir la limite inférieure et celle supérieure est rarement

[9] E. Antonescu (1974) — information verbale.

Institutul Geologic al României

rencontrée dans la région, étant donné que les formations jurassiques y sont largement affectées par les mouvements tectoniques fait illustré par des plis redressés verticalement (vallée du Bogîltin) et par des laminages fréquents le long de quelques failles directionnelles (failles de Mehadia-Cornereva et Şeseminu-Bogîltin). Parmi les coupes représentatives pour les couches de Bogîltin nous citons celles des vallées : du Petru (fig. 6), du Polom, de la Bedina et de la Presacina, qui ont offert des renseignements sur le lithofaciès et l'épaisseur (300—500 m) du stratotype.

Quant à la limite inférieure des couches de Bogîltin on apprécie qu'il y a assez d'éléments lithologiques pour la représenter sur la carte. Ells peut être tracée là où les conglomérats blancs ou jaunâtres de l'horizon inférieur disparaissent complètement et les grès siliceux sont substitués par des bancs décimétriques de grès moins durs et de couleur cendrée montrant des intercalations décimétriques de grès argileux noirs.

Suivant les critériums susmentionnés, la limite mise en discussion a pu être reconnue aisément dans le même niveau dans les vallées mentionnées, fait confirmé par l'épaisseur constante de l'horizon inférieur de cette région. Certes il y a des secteurs où sur la carte la limite entre l'horizon inférieur et celui supérieur ne saurait être tracée qu'approximativement, vu la variabilité de la composition lithologique des horizons pris en considération. Dans ces secteurs l'épaisseur des horizons varie par rapport à celle appréciée dans la colonne stratigraphique synthétique, mais l'on a constaté que si l'horizon supérieur gagne en épaisseur celui inférieur perd en épaisseur et inversement.

Au sujet de l'aspect lithofacial des couches de Bogîltin, on observe, dans toutes les coupes qui constituent de bons affleurements, que les intercalations d'argiles noires gagnent progressivement en épaisseur, depuis la partie basale vers la partie supérieure, alors que les bancs de grès perdent proportionnellement en épaisseur. De cette manière les schistes argileux l'emporte sur les argiles conduisant aux couches d'Ohaba. Toutefois le passage d'un faciès à l'autre ne survient pas dans toutes les coupes dans le même niveau et de cette manière s'explique la grande variation d'épaisseur que présentent les couches de Bogîltin dans différentes coupes de la région.

Généralement les couches de Bogîltin abondent en débris organiques (lamellibranches, bélemnites et parfois ammonites) en état de conservation médiocre mais précieux pour des corrélations chronostratigraphiques. Un gisement fossilifère qui nous a offert une série d'échantillons déterminables est celui situé à la partie orientale de la localité de Bogîltin, du côté gauche du sentier qui conduit à Presacina (F_4) où, sur la rive droite d'un ravin, la série de Neamţu prend directement contact avec les couches de Bogîltin le long de la faille de Şeseminu-Bogîltin. Les couches de Bogîltin situées à l'E de la faille sont constituées par des bancs de grès grossiers comportant de très minces intercalations de grès argileux noirs. Quelques centaines de mètres vers le N, en di-

Institutul Geologic al României

rection de la faille susmentionnée, l'aspect lithologique trahit la partie basale de l'horizon inférieur de l'Eojurassique. Les intercalations de grès argileux contiennent une faune représentée par les formes : *Unicardium robustum* T r a u t h, *Pseudopecten aequivalvis* (S o w.), *Entolium* cf. *liassinum* (N y s t.), *Chlamys textorius* (S c h l o t.), *Phalodomya* cf. *decorata* H a r t., *Belemnites paxillosus* S c h l o t., *Protocardia* sp., *Gryphaea* sp. et *Nautilus* sp. qui indiquent la présence du Pliensbachien à la partie basale des couches de Bogîltin. Des formes similaires à celles susmentionnées sont répandues partout où affleurent les couches de Bogîltin, mais en mauvais état de conservation.

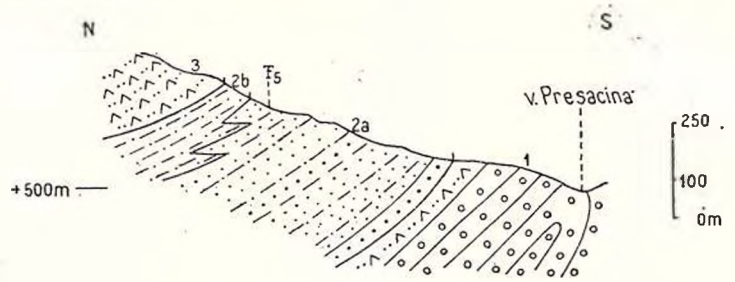


Fig. 7. — Coupe géologique dans la vallée de la Nievra. 1, Hettangien-Sinémurien ; 2, Pliensbachien-Toarcien (*a*, couches de Bogîltin ; *b*, couches d'Ohaba) ; 3, Aalénien (couches de Ciumîrna).

Une coupe particulièrement intéressante est celle de la vallée de la Nievra (fig. 7), affluent de gauche de la Presacina, car elle nous a offert un exemplaire de *Grammoceras* sp. ex. gr. *G. striatulum* (S o w.) qui atteste la présence du Toarcien supérieur (zone Thouarsense). La succession éojurassique y affleure admirablement depuis la partie basale jusqu'à la partie supérieure, fait qui a permis l'emplacement correct du gisement fossilifère (F_5) et de préciser l'âge de la partie supérieure des couches de Bogîltin.

La localisation de l'ammonite de la vallée de la Nievra ne saurait être faite qu'en fonction des grès quartzitiques reposant sur le Lias, qui constituent un excellent repère stratigraphique. Par rapport aux grès quartzitiques le gisement fossilifère est situé 200 m plus bas, dans la rive gauche de la vallée et 2 m plus haut par rapport au lit de la rivière. Au point de vue stratigraphique il se placerait à 100 m en dessous de la limite grès quartzitiques-schistes argileux. Les dépôts qui ont fourni l'ammonite susmentionnée sont représentés par des bancs de grès grossiers à bélemnites, épais de 0,20 à 0,80 m, qui présentent des intercalations épaisses de 5—10 cm de grès argileux, micacés, cendrés, comportant des traces de charbons, voire des débris de plantes en mauvais état de conservation. L'exemplaire de *Grammoceras* a été récolté d'une de ces minces intercalations de grès argileux qui supportent une succession de grès en alternance avec des schistes argileux, épais de 50 m, et puis encore 50 m d'argiles gréseuses noires, spécifi-

Institutul Geologic al României

ques aux couches d'Ohaba, qui supportent à leur tour les grès quartzitiques (aaléniennes ?) susmentionnés.

Les couches d'Ohaba y sont largement répandues et présentent un aspect caractéristique dans le bassin de la vallée d'Ohaba. À leur constitution participent presque exclusivement des argiles ou des argiles gréseuses noires, de manière évidente schisteuses. Çà et là la succession d'argiles présente de minces intercalations de grès fins ou de marno-calcaires cendré-noirâtre lenticulaires. Ordinairement les couches d'Ohaba sont assez compactes et si elles sont profondément creusées par l'érosion elles offrent des affleurements spectaculaires, tel celui de la vallée de la Belareca (Rîpa Neagră) au N de Mehadia.

La succession stratigraphique complète des couches d'Ohaba ne se laisse voir que dans quelques coupes, la région étant largement affectée par la tectonique et bien couverte. Les affleurements qui apparaissent du côté droit de la vallée d'Ohaba, ceux de Valea lui Petru, de la vallée du Polom et de la vallée de la Presacina portent à conclure que les couches d'Ohaba sont épaisses de 50 à 200 m (fig. 6).

Dans la plupart des cas la partie basale des couches d'Ohaba est située de beaucoup plus haut que la limite d'entre l'horizon inférieur et celui supérieur de l'Eojurassique, vu la présence des couches de Bogîltin qui constituent constamment le mur des couches d'Ohaba et qui sont rarement peu épaisses. En ce qui concerne la limite entre les couches d'Ohaba et les couches de Bogîltin il a été signalé ci-dessus qu'elle n'apparaît guère comme une ligne nette tout spécialement à cause des variations locales de faciès. Quant à la limite supérieure des couches d'Ohaba elle peut être établie avec aisence. Dans toutes les vallées susmentionnées les argiles noires des couches d'Ohaba passent brusquement à des grès quartzitiques très durs (couches de Ciumîrna) qui constituent un repère lithologique dans l'ensemble de la région dominée par le Mont Arjana.

Les couches d'Ohaba renferment des débris de faune très proche de celle signalée dans les couches de Bogîltin (fig. 6). Les plus fréquentes formes rencontrées dans les vallées d'Ohaba et de Presacina sont : *Chlamys textorius* (Schlot.), *Entolium liassinum* (Nyst.), *Belemnites paxillosus* Schlot. et *B. compressus* Stahl.

Des gisements abondant en fossiles ont été signalés par Iliescu (1963) dans la vallée de la Belareca (F_6) et dans la vallée du Sfîrdinu qui comportent : *Platypleuroceras* cf. *brevispina* Sow., *Gryphaea cymbium* Lk., *Tetrarhynchia tetrahedra* (Sow.), *Chlamys subulata* (Muenst.), *Unicardium robustum* Trauth., etc., formes qui attestent le Carixien.

La description faite par Iliescu (1963) ne met pas nettement en évidence l'emplacement de l'ammonite *Platypleuroceras* dans la succession des couches d'Ohaba. Du reste il est difficile de la préciser car tant dans la vallée de la Belareca que dans la vallée du Sfîrdinu les couches d'Ohaba sont plissées. Il y a des cas où leur partie basale est à coup sûr laminée ensemble avec l'horizon inférieur de l'Eojurassi-

Institutul Geologic al României

que, fait attesté dans la vallée du Globu où le Permien prend contact avec les couches d'Ohaba. Néanmoins on peut apprécier que l'ammonite a été prélevée quelque part à la partie inférieure des couches d'Ohaba, d'en dessous du niveau des argiles noires dont C o d a r c e a (1940) cite, pour la première fois dans la zone de Presacina, une ammonite propre au Lias moyen.

C'est en parcourant le sentier qui réunit les villages de Bogîltin et de Presacina à travers Poiana Lungă, notamment à l'origine de la vallée du Polom (affluent de la vallée de la Bolvașnița) que C o d a r c e a (1940) a récolté un exemplaire de *Pleuroceras costatus nudus*

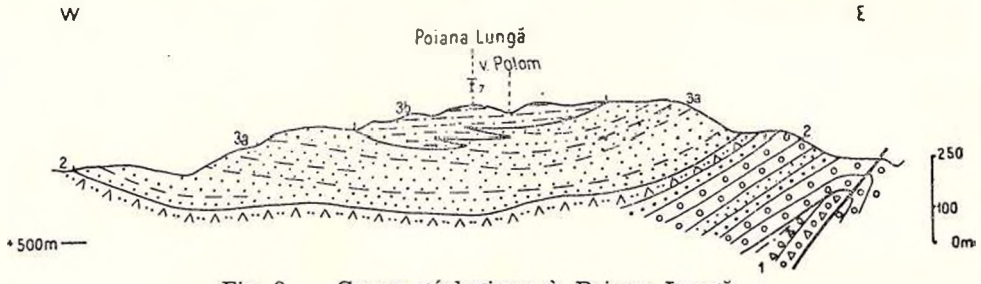


Fig. 8. — Coupe géologique à Poiana Lungă.
1, Permien ; 2, Hettangien-Sinémurien ; 3, Pliensbachien-Toarcien (*a*, couches de Bogîltin ; *b*, couches d'Ohaba).

(Q u e n t) forme qui dans la zone Spinatum est propre au Domérien terminal. L'auteur précise que la forme citée (F_7) a été prélevée de la partie basale des schistes noirs, respectivement de la partie supérieure des grès argileux, du tournant du sentier, près de la côte 953 m.

Une coupe détaillée (fig. 8) dans les dépôts liasiques montre que par la côte 953 m passe l'axe d'un synclinal, de dimensions réduites, perpendiculaire aux couches. Il est partant difficile de préciser la limite d'entre les couches de Bogîltin et celles d'Ohaba qui constituent le comblement du synclinal. Dans les couches d'Ohaba le plis est saisissable, puisque ce sont les argiles qui prédominent ; cependant des intercalations de grès plus grossiers, propres aux couches de Bogîltin, apparaissent elles-aussi. Malgré cette variation locale de faciès on peut préciser que l'ammonite a été prélevée des couches d'Ohaba, fort probablement de leur partie supérieure, mais non pas de la limite avec les couches de Bogîltin. Cette conclusion s'étaye du fait que l'ammonite a été prélevée à approximativement 400 m (épaisseur stratigraphique) plus haut que la limite de l'horizon inférieur (conglomératique) comme on peut l'observer dans la coupe qui passe par la côte 953 m (fig. 8). Tenant compte de l'épaisseur moyenne des couches d'Ohaba (environ 200 m) appréciée à partir de plusieurs coupes de la région, on peut considérer que l'ammonite domérienne provient de la partie moyenne de ces couches. Il a été nécessaire de fixer la position de l'ammonite *Pleuroceras* dans la succession des couches d'Ohaba afin d'élucider le dilème résulté d'une citation douteuse (I l i e s c u, 1963) suivant la-

Institutul Geologic al României

quelle l'ammonite provient soit des grès quartzitiques toarciens-aaléniens, soit des grès noirs.

L'âge de l'horizon supérieur du Jurassique ne saurait être discuté qu'en considérant ces dépôts dans leur ensemble, c'est-à-dire tant les couches de Bogîltin que celles d'Ohaba. Ces deux lithofaciès s'endentent à différents niveaux, les couches de Bogîltin étant prédominantes à la partie basale de l'horizon supérieur et les couches d'Ohaba à leur partie terminale.

La faune d'ammonites, quoique pauvre, a offert quelques exemplaires assez caractéristiques pour justifier l'âge pliensbachien-toarcien de l'horizon de l'Eojurassique sous faciès de Presacina. Codarcea (1940) abonde dans le même sens en supposant que les schistes noirs (couches d'Ohaba) pourraient revenir au Toarcien. Gheorghiu, Răileanu (1957) apportèrent même quelques arguments paléontologiques (*„Posidonia" bronni* Voltz., etc.) en vue de soutenir la présence du Toarcien dans les schistes noirs de la vallée du Sfîrdinu. Iliescu (1963) rejette ce point de vue selon lequel le Toarcien est présent dans les schistes noirs de la vallée du Sfîrdinu. Afin d'élucider ces divergences nous allons mettre en discussion les trois gisements fossilifères à ammonites, emplacés dans la colonne stratigraphique synthétique du Jurassique inférieur (fig. 6).

Le gisement fossilifère de Belareca (F_6) qui a fourni l'exemplaire de *Platypeltoceras* cf. *brevispina* est situé à la partie inférieure des couches d'Ohaba, dans un niveau qui revient au Carixien (Iliescu, 1963). Il y a toutefois lieu d'ajouter que dans les vallées de la Belareca et du Sfîrdinu les couches de Bogîltin font défaut ou sont très rétrécies. Leur absence pourrait être mise soit sur le compte de causes tectoniques soit sur celui d'une variation locale de faciès. Outre le fait que la tectonique est très compliquée dans ce secteur, il a des raisons, surtout en ce qui concerne la vallée du Sfîrdinu, de supposer que les couches de Bogîltin sont très minces vu leur substitution par les couches d'Ohaba. Ainsi, dans la vallée du Sfîrdinu on a remarqué que sur une épaisseur stratigraphique de 80 m, en aval de la cascade constituée par des conglomérats de type hettangien-sinémurien, se développe une alternance de grès cendrés et de schistes argileux noirs, qui rappelent les couches de Bogîltin, suivies par des argiles caractéristiques des couches d'Ohaba. Cette observation vient à l'appui du cas particulier susmentionné quand les couches de Bogîltin peuvent être substituées presque complètement par les couches d'Ohaba, tout en expliquant pourquoi on n'a pas considéré les deux lithofaciès des horizons stratigraphiques différents.

Le gisement fossilifère de Poiana Lungă (côte 935) (F_7), comportant *Pleuroceras costatus nudus* signalé par Codarcea (1940) est situé à environ 400 m plus haut que la partie basale de l'horizon supérieur. Dans la succession stratigraphique de l'horizon supérieur cette position indique le Domérien pour une bonne partie des couches d'Ohaba et pour leur équivalent des couches de Bogîltin, tout en démontrant leur synchronisme dans ce niveau stratigraphique. De cette manière on

Institutul Geologic al României

étaye d'arguments aussi la continuité de la sédimentation au cours du Pliensbachien supérieur (Domérien).

Le gisement fossilifère de la vallée de la Nievra (F_5) qui a fourni *Grammoceras* sp. ex gr. *G. striatulum* est situé à la partie terminale des couches de Bogîltin. Ainsi est attestée la présence du Toarcien supérieur en dessous des grès quartzitiques (couches de Ciumîrna), comme elle résulte de la coupe géologique (fig. 7). Le Toarcien terminal est représenté par les dépôts de la partie supérieure de l'horizon supérieur, épais d'environ 100 m. Il comporte des couches d'Ohaba et, en moindre mesure des couches de Bogîltin. Ces constatations viennent rétablir, grâce à des arguments suplémentaires, la présence du Toarcien dans les schistes argileux noirs, signalé par G h e o r g h i u , R ă i l e a n u (1957).

De ce que nous venons d'exposer il en résulte que l'horizon supérieur, constitué par les couches de Bogîltin et les couches d'Ohaba, revient au Pliensbachien et au Toarcien, donc au Lias moyen et supérieur — comme il a été établi par les dévanciers qui ont investigué cette région avant I l i e s c u (1963).

Aalénien. Dans la partie interne de la zone de Presacina les dépôts de l'Eojurassique sont surmontés en continuité de sédimentation, mais avec un changement de faciès, par une pile de grès quartzitiques (100—250 m) séparés sous le nom de couches de Ciumîrna.

Les couches de Ciumîrna affleurent admirablement dans la vallée de la Ciumîrna où elles constituent un relief très énergique. À leur

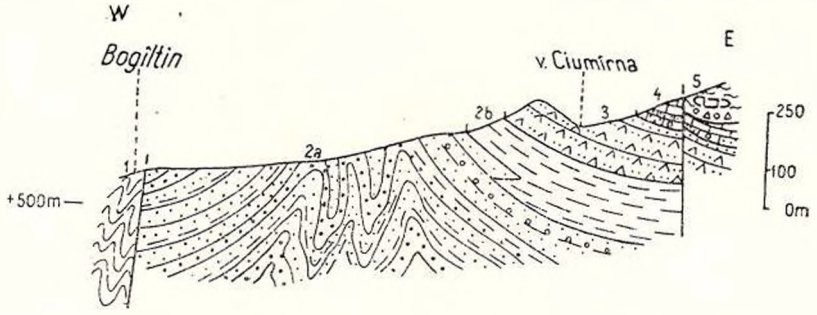


Fig. 9. — Coupe géologique dans la vallée de la Ciumîrna.
1, Précambrien supérieur (série de Neamțu) ; 2, Pliensbachien-Toarcien (*a*, couches de Bogîltin ; *b*, couches d'Ohaba) ; 3, Aalénien (couches de Ciumîrna) ; 4, Bajocien-Callovien ; 5, Crétacé supérieur (formation de Wildflysch).

constitution participent des grès quartzitiques fins ou grossiers de couleur cendré-blanchâtre, généralement très durs, dont la stratification est peu évidente, fait qui leur confère un aspect massif. La limite inférieure des couches de Ciumîrna est très nette, étant marquée par la différence lithologique par rapport aux argiles du soubstratum, fait bien mis en évidence dans la coupe située à l'W de Bogîltin (fig. 9).

Institutul Geologic al României

Le long de cette coupe la série de Neamțu, qui représente la zone axiale d'un méganticlinal, prend contact, le long d'une faille, avec les couches de Bogîltin qui constituent des plis très serrés. Suivent les couches d'Ohaba qui à mesure qu'elles plongent vers l'E sont de moins en moins inclinées et supportent en concordance, mais nettement délimités, les grès quartzitiques des couches de Ciumîrna, qui à la partie supérieure sont presque horizontales. Dans la rive droite de la vallée de la Ciumîrna, en amont des gorges, on observe que dans les derniers 15—20 m les grès quartzitiques sont moins cimentés, qu'ils présentent de gros éléments de quartz roulés et qu'ils passent progressivement à des grès calcaires, voire spathiques. C'est à l'endroit où apparaissent les grès calcaires spathiques, dont l aspect est celui des calcaires détritiques, que nous avons tracé la limite entre les couches de Ciumîrna et les dépôts attribués au Bajocien. Cette limite n'est pas tout aussi nette que celle inférieure, à cause du passage progressif des grès aux calcaires gréseux surjacents.

Quant au reste de la région (bassins des vallées de la Presacina et de la Bolvașnița) le passage des couches d'Ohaba aux couches de Ciumîrna a lieu toujours nettement. Ainsi la limite entre ces couches est-elle bien marquée au point de vue morphologique. Par contre sur le flanc oriental de l'anticlinal d'Ostreșu (entre le sommet de Sulița et le sommet d'Ostreșu), où le soubassement des couches de Ciumîrna est constitué par les couches de Bogîltin, le contact morphologique n'est pas prégnant, toutefois il est assez facile de tracer la limite car les couches de Bogîltin sont représentées par des grès calcaires stratifiés en bancs alors que les couches de Ciumîrna sont constituées par des grès quartzitiques massifs.

Il est difficile de préciser l'âge des couches de Ciumîrna, les arguments paléontologiques faisant défaut. Tenant toutefois compte qu'elles reposent sur les dépôts du Toarcien supérieur de la vallée de la Nievra (fig. 7), nous considérons qu'elles ne reviennent pas au Toarcien-Aalénien, comme on considérait jusqu'à présent (C o d a r c e a, 1940 ; I l i e s c u, 1963).

Une répartition stratigraphique, qui aurait la chance d'être confirmée, pourrait être faite en tenant compte de l'âge des dépôts du mur et du toit des couches de Ciumîrna. Les couches inférieures sont d'âge toarcien — comme il a été démontré ci-dessus — alors que les couches surjacents reviennent à coup sûr au Bajocien supérieur à marnocalcaires dans la vallée de la Topla (fig. 14, F_8). En partant de ces données on pourrait attribuer aux couches de Ciumîrna l'âge aalénien-bajocien inférieur, toutefois la coupe de la vallée de la Ciumîrna (fig. 13) révèle que entre les grès quartzitiques (couches de Ciumîrna) et les dépôts du Bajocien moyen sous faciès calcaire il y a un passage progressif qui a lieu par l'intermédiaire d'un paquet (10 m) de grès calcaires à éléments de quartz blanc attribuable au Bajocien inférieur.

On rencontre des cas similaires aussi dans la partie méridionale du sillon interne, respectivement dans la zone de Sirinia (Svinița) où l'on connaît un paquet de grès arkosiens attribués à l'Aalénien (R ă -

Institutul Geologic al României

ileanu, 1953 ; Codarcea et al., 1961) qui repose en continuité de sédimentation sur les dépôts toarciens fossilifères et supporte les calcaires spathiques bajociens.

Subfaciès externe — Jurassique inférieur - ? Aalénien

Sur la bordure orientale et de SE de la zone de Presacina (partie interne du seuil de Cerna) le Jurassique inférieur revêt des aspects différents de ceux décrits dans la partie interne. L'épaisseur des dépôts est réduite et très variable, de 20 à 450 m (fig. 12). Le manque de repères lithologiques ou biostratigraphiques a entravé la séparation du Jurassique inférieur de l'Aalénien, nous portant même à douter de la présence de ce dernier.

Les dépôts attribués à cet intervalle stratigraphique sont constitués en une large mesure par des roches détritiques grossières (conglomérats, microconglomérats, et grès) ; de manière tout à fait subordonnée et localement apparaissent des argiles gréseuses noires. Envisagés dans leur ensemble les dépôts mis en discussion montrent un granoclassement évident, ceux grossiers à la partie basale et ceux fins à la partie supérieure. La plupart des coupes laissent voir que la partie terminale est constamment occupée par des grès quartzitiques similaires à ceux des couches de Ciumîrna (Aalénien). Cependant la présence des grès quartzitiques aussi dans d'autres niveaux, inférieurs, autant que leur passage progressif vers le niveau terminal, entravent considérablement leur séparation sur la carte tout en engendrant des incertitudes sur la présence de l'Aalénien. Aussi considérons-nous qu'une répartition stratigraphique plus large est-elle plus correcte, en signalant ce que revient à l'un ou à l'autre des termes stratigraphiques mis en discussion uniquement le long des coupes représentatives.

La crête qui s'étend entre la vallée de la Bolvaşniţa et la vallée de la Cerna offre des coupes moins affectées par la tectonique, dont deux sont assez représentatives pour nous renseigner sur les successions fréquemment rencontrées dans le bassin de la vallée de la Cerna.

Le long du sentier qui monte de la vallée de la Cerna (Cracul Găurii) vers la côte 747 m, de Culmea Mare apparaît un premier aspect du Jurassique inférieur (fig. 10).

Les marnes crétacées du synclinal de Cerna sont directement surmontées, le long d'une faille inverse, par des conglomérats grossiers comportant bon nombre d'éléments de quartz blanc. Les conglomérats constituent rapidement des bancs épais à pendages de 40° vers la NW. Ils sont constitués d'éléments gros de l'ordre des centimètres englobés dans un ciment siliceux très dur, de couleur cendré-blanchâtre. Sur une épaisseur (stratigraphique) de 100—125 m, les conglomérats présentent cet aspect qui approche sensiblement de celui des conglomérats du niveau basal de l'horizon inférieur de l'Eojurassique de la partie interne de la zone de Presacina. La succession continue sur une épaisseur de 200 m, par des grès grossiers blanchâtres, parfois à intercalations de

Institutul Geologic al României

microconglomérats. Progressivement a lieu le passage vers un paquet de grès (20 m) cendré-blanchâtre, moins cimentés, d'aspect schisteux qui supporte à nouveau des grès grossiers siliceux très durs, blanchâtres. Ceux-ci persistent jusqu'à l'W de la côte 747, c'est-à-dire encore 100 m d'épaisseur (stratigraphique). Le coupe est interrompue par la

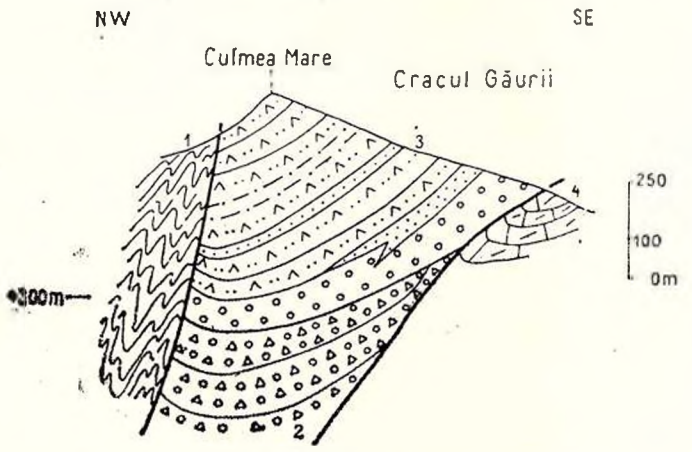


Fig. 10. — Coupe géologique dans Cracul Găurii.
1, Précambrien supérieur (série de Neamțu) ; 2, Permien (faciès terrigène) ; 3, Jurassique inférieur (subfaciès externe) ; 4, Crétacé supérieur (formation de Wildflysch).

faille de Șeseminu-Bogiltin qui met en contact les dépôts éojurassiques du flanc oriental du synclinal de Cicelovete avec les dépôts de la série de Neamțu, située à l'W.

La coupe ci-dessus décrite révèle que le niveau basal constitué de conglomérats grossiers, dont débute dans la plupart des cas le Jurassique inférieur de la zone de Presacina, est surmonté par une pile (300—400 m) de grès grossiers siliceux prédominants blanchâtres, dont l'aspect lithologique est similaire à celui des grès siliceux qui dans la partie interne de la zone sont localisés à la partie supérieure de l'horizon inférieur de l'Eojurassique. Cette épaisseur nous porte à présumer qu'elle comporte le Jurassique inférieur dans son ensemble, condensé et sous un faciès plus grossier.

La coupe de Cracul Slatina laisse voir un aspect différent des dépôts eojurassiques (fig. 11). À l'W de la côte 658 m, en discordance sur des dépôts permiens repose un paquet de conglomérats grossiers avec de minces intercalations de grès cendrés parfois de teinte verdâtre. Dans la plupart des cas les conglomérats sont constitués d'éléments de quartz blanc roulés. Le paquet est épais de 100 m. Vu sa position stratigraphique et son épaisseur on peut très bien le paralléliser avec celui du Cracul Găurii, malgré la couleur et quelques intercalations plus

Institutul Geologic al României

gréseuses qui lui confèrent un cachet à part. Ce paquet supporte une séquence d'argiles gréseuses noires, à minces intercalations de grès fins noirâtres, parfois schisteux, épaisses de 200 m. Ces argiles approchent sensiblement des séquences fréquemment rencontrées à la partie supérieure des couches de Bogîltin, c'est-à-dire à la limite avec les couches

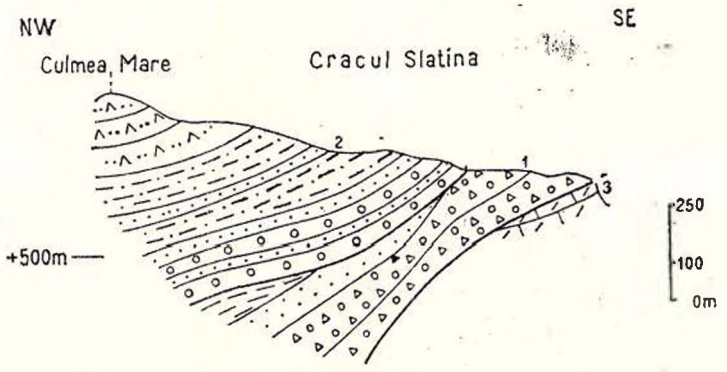


Fig. 11. — Coupe géologique dans Cracul Slatina.
1, Permien (faciès terrigène) ; 2, Jurassique inférieur-? Aalénien (subfaciès externe) ; 3, Crétacé inférieur.

d'Ohaba. Tenant compte du fait que les argiles noires reposent sur le paquet qui représenterait le niveau basal du Jurassique inférieur, autant que de leur épaisseur, elles sont corrélables avec une partie des grès siliceux du Cracul Găurii. Le banc qui suit est représenté par des grès grossiers (100 m) blanchâtres, avec des taches jaune-rouille. Il représente l'équivalent de la partie terminale des grès siliceux de Cracul Găurii. En conséquence la succession de Cracul Slatina revient, elle aussi, au Jurassique inférieur.

Vers le N (sommet de Cicelovete) en continuation des coupes décrites (fig. 10, 11) la limite supérieure des dépôts eojurassiques est plus difficile à tracer étant donné que les grès quartzitiques de la partie supérieure de la succession considérée eojurassique, sont directement surmontés toujours par des grès quartzitiques (50—100 m), toutefois ces derniers sont mieux cimentés, très durs, massifs, similaires aux formations qui dans la partie interne de la zone reviendraient aux couches de Ciumîrna.

En complétant la succession lithologique du Jurassique inférieur (fig. 10, 11) avec les grès quartzitiques (couches de Ciumîrna) du synclinal de Cicelovete, on a obtenu la colonne stratigraphique de Culmea Mare (fig. 12).

Des données présentées ci-dessus résulte la difficulté de tracer sur la carte dans les dépôts de la succession clastique de la vallée de la Cerna la limite précise entre ceux qui reviendraient au Jurassique in-

Institutul Geologic al României

férieur et ceux qui reviendraient à l'Aalénien. Malgré l'absence de tout argument paléontologique en faveur de l'Aalénien, afin de ne pas négliger une entité lithologique bien définie dans la partie interne de la zone de Presacina, entre le Toarcien et le Bajocien, qui existe aussi dans

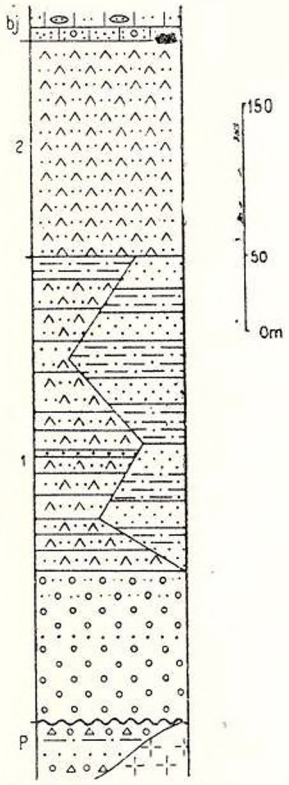


Fig. 12. — Colonne stratigraphique synthétique du Jurassique inférieur-? Aalénien (subfaciès externe). 1, Éojurassique ; 2, Aalénien (?).

la partie externe de cette zone on a considéré la succession clastique de la vallée de la Cerna une entité cartographique unique, l'attribuant au Jurassique inferieur- ? Aalénien.

Jurassique moyen

Bajocien-Callovien. En continuité de sédimentation les dépôts du Jurassique inférieur-? Aalénien sont surmontés par des dépots prédominants calcaires qui ne laissent parfois voir que quelques horizons. Cependant il y a bien des cas où les dépôts du Jurassique moyen revêtent différents faciès locaux, représentés dans la plupart des cas par des calcaires détritiques et par des calcaires gréseux à nodules ellipsoïdaux calcareo-gréseux.

À partir de critères paléontologiques et stratigraphiques on a considéré que les dépôts mentionnés représentent le Bajocien et le Cal-

Institutul Geologic al României

lovien. Toutefois l'absence de repères lithologiques constants dans l'ensemble de la zone de sédimentation, autant que l'épaisseur réduite des dépôts n'ont pas permis leur séparation sur la carte. Tout comme le Jurassique inférieur et l'Aalénien, le Jurassique moyen présente lui aussi un subfaciès interne et un subfaciès externe. L'épaisseur de ces

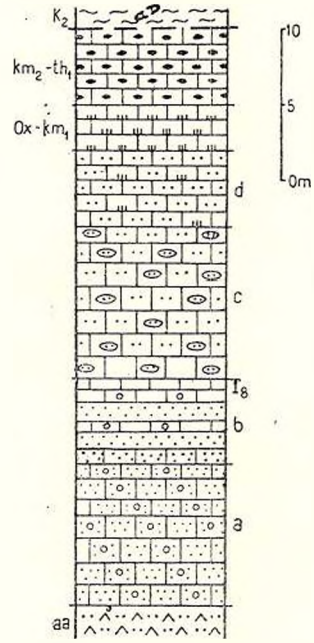


Fig. 13. — Colonne stratigraphique du Jurassique moyen de la vallée de la Ciumîrna (*a*—*b*, Bajocien- Bathonien inférieur ; *c*, Bathonien supérieur-Callovien inférieur ; *d*, Callovien moyen et supérieur).

dépôts étant réduite et les affleurements rares nous ne saurions donner trop de détails. Un fait évident est que dans le bassin de la vallée de la Belareca nous avons reconnu plusieurs horizons qui totalisent une épaisseur d'environ 30 m, alors que dans la vallée de la Cerna nous n'avons reconnu que deux horizons dont l'épaisseur varie de 5 à 15 m.

La présence du Bajocien, du Bathonien et du Callovien n'est que partiellement étayée d'arguments paléontologiques, cependant au point de vue stratigraphique et lithofacial leur présence est confirmée par la position et l'aspect de quelques paquets de couches.

La coupe la plus complète de cet intervalle stratigraphique est celle de la vallée de la Ciumîrna (fig. 13). Sur les grès quartzitiques aaléniens reposent :

a) 10 m de grès grossiers calcaires, gris, à éléments de quartz, plus fins vers la partie supérieure et comportant fréquemment des débris de bélémnites et de plantes indéterminables.

b) 5 m de calcaires gréseux noirs, calcaires faiblement oolithiques et calcaires spathiques en bancs minces. À leur partie basale apparaissent des concrétions ferrugineuses de dimensions réduites avec croûte

Institutul Geologic al României

limonitique, et sporadiquement de petits éléments de quartz blanc bien roulés et parfois des débris de lamellibranches *(Propeamussium*, pectinidés, etc.), brachiopodes (terebratulidés) et ammonnites *(Phylloceras ?).*

c) 10 m de calcaires gréseux gris-noirâtre avec des concrétions ellipsoïdales de grès calcaires durs, dont le grand axe est parellèle à la stratification.

d) 5 m de calcaires gréseux verdâtres comportant de rares lentilles de silex et des débris de bélemnites, achève la suite des dépôts médio-jurassiques, car progressivement, sur les 3 m suivants, les silex devien-

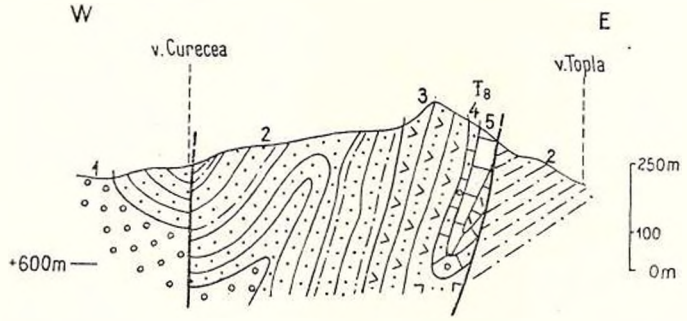


Fig. 14. — Coupe géologique dans la vallée de Curecea et la vallée de la Topla.
1, Hettangien-Sinémurien ; 2, Pliensbachien-Toarcien ; 3, Aalénien ; 4, Jurassique moyen ; 5, Jurassique supérieur-Néocomien.

nent plus abondants faisant ainsi passage à l'Oxfordien-Kimméridgéen inférieur représenté par des calcaires à silex qui supportent à leur tour des calcaires noduleux à Saccocomidae (Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur).

Dans la rive gauche de la vallée de la Topla, immédiatement à l'E des sources de la Curecea, on a rencontré un gisement fossilifère *(F_8)* important à faire quelques précisions stratigraphiques pour la succession ci-dessus présentée. Une coupe qui traverse le faîte d'eau qui sépare la vallée de la Curecea de la vallée de la Topla (fig. 14) est édifiante en ce sens. Les couches de Ciumîrna (aaléniennes) sont très redressées constituant le faîte d'eau qui sépare ces vallées. Sur le versant dirigé vers la vallée de la Topla les grès quartzitiques (couches de Ciumîrna), soit redressés verticalement soit avec de faibles pendages vers l'W, passent progressivement à des grès calcaires (Bajocien inférieur ?). Suivent en continuité des calcaires gris-noirâtre — corrélables aux calcaires de la vallée de la Ciumîrna (fig. 13 *b)* — représentés par deux bancs minces, totalisant une épaisseur de 1,5 m, et abondant en ammonites. Ceux-ci passent à des calcaires gréseux à concrétions ellipsoïdales, identiques, quant au lithofaciès, à celles de la vallée de la Ciumîrna (fig. 13 *c).* Ils sont surmontés par des calcaires à silex et

Institutul Geologic al României

des calcaires fins cendrés (Jurassique supérieur). Les dépôts qui reposent sur les calcaires fossilifères sont très minces et affectés par la tectonique le long de la faille de Ciumîrna qui les sépare à l'E des dépôts du Pliensbachien-Toarcien bien développés dans la vallée de la Topla.

Les calcaires gris-noirâtre ont fourni une abondante faune représentée par : *Parkinsonia planulata* (Quenst.), *P. parkinsoni* (Sow.), *P. arietis* Wetzel., *P. orbignyana* Wetzel, *P. pseudoparkinsoni* Wetzel, *Nautilus clausus* d'Orb., *Nannolytoceras bipartitum* (Rasp.). *Lytoceras adeloides* Kud., *Oppelia pseudoaspidoides waageni* Wetzel., *O. subradiata* (Sow.), *Cadomites linguiferus* (Defr.), *Phylloceras* sp., *Bigotites* sp., *Lissoceras* sp., *Oxycerites* sp., *Eohecticoceras* sp. Les parkinsoniidés mentionnés définissent le Bajocien supérieur et le Bathonien basal.

Outre la faune *(F_8)* signalée dans la coupe géologique (fig. 14) et intégrée dans la colonne lithologique du Jurassique moyen (fig. 13) dans la région on a trouvé encore : *Stephanoceras humphriesianum* et *S. blagdeni* (Schafarzik, 1895), sans toutefois pouvoir préciser strictement leur lieu de prélèvement. Schafarzik (1895) mentionne cependant que les formes ont été récoltées des : „schistes calcaires durs sableux à nombreux éléments de quartz, situés au SE de la localité de Bogîltin — vers le sommet d'Arjana". Les deux exemplaires d'ammonites pourraient donc provenir des grès calcaires à éléments de quartz situés immédiatement en dessous du niveau comportant de la faune dans la vallée de la Topla.

Examinant la faune à ammonites connue jusqu'à présent des dépôts du Jurassique moyen nous sommes porté à conclure qu'il y a d'arguments pour soutenir la présence du Bajocien moyen-supérieur et du Bathonien inférieur.

La présence du Bajocien moyen est attestée par les espèces de *Stephanoceras* et *Teloceras* identifiées par Schafarzik (1895) prélevées probablement des grès calcaires à éléments de quartz.

Le Bajocien supérieur et le Bathonien inférieur sont attestés par la faune d'ammonites des calcaires noirs localisés dans la vallée de la Topla. Il y a lieu de remarquer que les parkinsonidés sont localisés, dans la plupart des cas, dans la zone à *Parkinsonia parkinsoni* du Bajocien supérieur-terminal. L'une des espèces *(Parkinsonia arietis)* apparaît aussi dans un niveau inférieur, dans la zone à *Strenoceras subfurcatum* (Bajocien supérieur-basal). Une seule espèce *(Parkinsonia planulata)* est connue des niveaux supérieurs au Bajocien, notamment des couches à *Parkinsonia würtembergica* (zone Zigzag) de la partie basale du Bathonien.

Le reste des formes du gisement fossilifère de la vallée de la Topla sont elles-aussi connues de l'association abritée par les couches à *Parkinsonia parkinsoni.* Quelques unes de ces formes accèdent des zones inférieures et s'arrêtent à la partie supérieure des couches à *P. parkinsoni,* d'autres *(Phylloceras, Lythoceras)* apparaissent aussi plus haut dans l'échelle stratigraphique. Toute cette faune récoltée de la

Institutul Geologic al României

même surface de couche porte à conclure que le passage du Bajocien au Bathonien a lieu sur une épaisseur de 1,50 m et qu'il s'agit d'une évidente condensation de faune et stratigraphique.

Les calcaires gréseux à concrétions ellipsoïdales qui reposent sur les calcaires fossilifères de la vallée de la Topla reviennent à coup sûr au Bathonien supérieur et à une partie du Callovien. À l'appui de cette affirmation vient d'une part la continuité de sédimentation entre les calcaires fossilifères et les calcaires surjacents et d'autre part leur aspect lithofacial. Toujours en liaison avec le lithofaciès on remarque le rapprochement sensible entre les concrétions ellipsoïdales et celles cantonnées dans le niveau de passage du Bathonien au Callovien dans la zone de Reşiţa qui comporte une faune caractéristique *(Bositra buchii, Macrocephalites macrocephalus)* du Callovien inférieur (N ă s t ă s e a n u, 1963). La présence des concrétions ellipsoïdales confère au niveau respectif la valeur de repère cartographique, fait mis en évidence non seulement dans la chaîne carpatique mais aussi dans le Bathonien de la Dobrogea (B ă r b u l e s c u, 1974). En ce qui concerne la liaison indestructible entre le Bathonien supérieur et le Callovien inférieur, signalée dans la zone de Reşiţa (N ă s t ă s e a n u, 1963) et appréciée comme caractéristique de l'ensemble de l'aire carpatique, selon toute vraisemblance elle est confirmée aussi dans le cas présent, bien que des arguments paléontologiques fassent défaut. Cependant cette affirmation a des chances à être confirmée si l'on pense que dans un domaine si différent comme celui dobrogéen a été confirmée aussi au point de vue paléontologique la coexistence des deux étages dans le cadre d'un seul lithofaciès. Le Callovien terminal apparaît probablement dans les calcaires qui supportent le niveau où abondent les silex. L'abondance des silicolites lités caractérise ordinairement l'Oxfordien des Carpates Méridionales et tout spécialement celui de la zone de Sirinia, pour lequel le faciès de Presacina présente de multiples affinités.

Retenons que des séquences lithologiques décrites seul le niveau des calcaires détritiques oolithiques et spathiques ensemble avec le niveau des calcaires à concrétions ellipsoïdales sont nettement évidents et peuvent être reconnu avec aisance dans la partie interne autant que dans celle externe du faciès de Presacina, où ils constituent deux horizons.

Dans la vallée de la Cerna, c'est-à-dire dans la partie tout à fait marginale de la zone de Presacina, on constate que directement sur les grès quartzitiques (couches de Ciumîrna ?) reposent des calcaires détritiques, souvent spathiques, qui constituent l'horizon inférieur, le passage vers l'horizon supérieur a lieu pogressivement étant constitué par les calcaires à concrétions ellipsoïdales (fig. 12). L'absence du niveau des grès calcaires à éléments de quartz, signalé dans la vallée de la Ciumîrna à la partie basale de la succession médio-jurassique et qui pourrait revenir au Bajocien inférieur, viendrait d'une part d'une condensation stratigraphique et (ou) d'une lacune dans l'aire de sédimentation du seuil de Cerna et d'autre part du caractère largement trans-

Institutul Geologic al României

gressif du Jurassique moyen. On connaît dans ce sens des situations similaires au niveau du Bajocien dans d'autres zones des Carpates Méridionales. Ainsi dans la zone de Sirinia — du côté oriental du seuil de Semenic — les calcaires spathiques à éléments de quartz (bajociens) reposent transgressivement sur le cristallin (Năstăseanu et al., 1964), alors que dans la zone de Reşiţa — du côté oriental du seuil de Locva et du côté occidental du seuil de Semenic — les dépôts plus anciens supportent transgressivement des microconglomérats et des grès calcaires, d'âge toujours bajocien (Năstăseanu, 1963 ; Năstăseanu, Boldur, 1964).

Quant à la distribution on constate que les dépôts attribués au Bajocien-Callovien accompagnent, de manière plus ou moins continue, les grès aaléniens. Dans le bassin de la Belareca ils participent à la constitution de la fermeture périclinale septentrionale de l'anticlinal renversé d'Ostreşul (du côté droit de la vallée de la Cerna) terminaison réapparaissant çà et là sur le flanc oriental de la structure (laminée) jusqu'aux approches du sommet d'Arjana. Ces mêmes dépôts apparaissent sporadiquement dans le sommet „La Lac", dans Cracul Zeamănul et sur le versant de SE de la crête de la Biliana. Avec une continuité ininterrompue les deux horizons du Jurassique moyen se développent dans la terminaison périclinale septentrionale de l'anticlinal de Firţanu et se prolongent vers le sud sur le flanc renversé de cette même structure jusqu'à Poiana Cicelovete, où ils participent à la constitution des flancs du synclinal qui porte le même nom.

Dans la vallée de la Cerna les dépôts du Bajocien-Callovien n'apparaissent que sporadiquement. Depuis 1,5 km en amont de la vallée de la Presacina jusqu'à 1 km en aval de la vallée du Drestenic ils constituent une bande mince (tout au plus 10 m) mais continue. Au sud de la vallée de la Scotina ils n'affleurent que très rarement, étant effilés par laminage entre les grès quartzitiques de l'Aalénien et les calcaires du Jurassique supérieur. Ils gagnent à nouveau une certaine continuité dans le périmètre de la localité de Băile Herculane (Dealul Ciorii).

Jurassique supérieur

Au point de vue lithologique le Jurassique supérieur n'est représenté que par des dépôts calcaires (calcaires à silex, calcaires noduleux et calcaires, fins, sublithographiques) dans le cadre desquels les différences faciales entre la subzone interne et celle externe sont moins nettes. L'épaisseur des dépôts varie de 100 à 200 m. Les séries les plus complètes apparaissent dans le bassin de la vallée de la Cerna où elles sont affectées en une plus large mesure par la tectonique que celles du bassin de la vallée de la Belareca.

La coupe de la vallée de la Ciumîrna est la plus éloquente en ce qui concerne les relations entre le Jurassique moyen et celui supérieur. On peut y remarquer la continuité de sédimentation entre ces entités stratigraphiques dans le sens que des calcaires gréseux à rares accidents siliceux attribués au Callovien (fig. 13 d) passent progressive-

Institutul Geologic al României

ment à des calcaires abondant en accidents siliceux (Oxfordien-Kimméridgéen inférieur). Quant au reste de la zone le contact entre les dépôts néojurassiques et les formations sous-jacentes est soit moins net soit de nature tectonique. Bien que dans la plupart des cas les coupes du bassin de la Cerna laissent voir une épaisseur importante des dépôts du Jurassique supérieur, on ne saurait utiliser ces coupes que

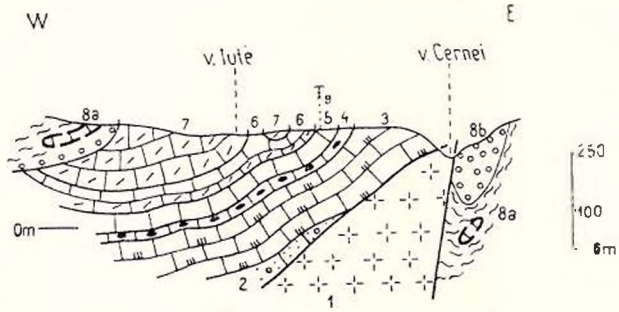


Fig. 15. — Coupe géologique dans la vallée de la Iuta. 1, granite de Cerna ; 2, Jurassique moyen ; 3, Oxfordien-Kimméridgéen inférieur ; 4, Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur ; 5, Tithonique supérieur-Berriasien ; 6, Valanginien et Hauterivien ; 7, Barrémien-Aptien (?) ; 8, Crétacé supérieur (*a*, formation de Wildflysch ; *b*, couches d'Arjana).

pour compléter la succession stratigraphique et pour établir des relations avec les formations surjacentes.

Une importance toute particulière présentent les associations à calpionelles de la coupe de la vallée de la Iuta et des carottes d'un forage exécuté à Băile Herculane (sondage 4573) étant donné que leur position est bien établie dans le cadre de la succession normale, fournissant ainsi de précieuses informations sur la limite entre le Jurassique et le Crétacé — pour les deux flancs de l'anticlinal majeur de Cerna — et en même temps sur l'épaisseur du Jurassique supérieur de la zone.

La vallée de la Iuta, en amont du lieu où elle conflue avec la Cerna, offre une coupe particulièrement instructive pour la succession du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur (fig. 15).

À l'embouchure de la vallée de la Iuta apparaissent les granites de Cerna qui sont affectée par la tectonique, fait mis en évidence par les miroirs de friction, et les calcaires à accidents siliceux surjacents présentant sur la partie inférieure des traces évidentes de glissement. Ces observations ont porté à conlucre que l'absence des dépôts du Jurassique inférieur et moyen, connus au sud de la vallée de la Iuta, serait imputable aux relations tectoniques.

Les calcaires à silicolites présentent une schistosité tectonique avancée, tout spécialement à la partie basale. Ils sont épais de 125 m

Institutul Geologic al României

et reviennent à l'Oxfordien et au Kimméridgéen inférieur car ils supportent en continuité (25 m) des calcaires „tachetés" correspondant probablement à ceux noduleux — qui pourraient revenir au Kimméridgéen supérieur. Un passage progressif à lieu vers des calcaires cendrés compacts, d'aspect sublithographique, épais de 50 m. Les calcaires sub-

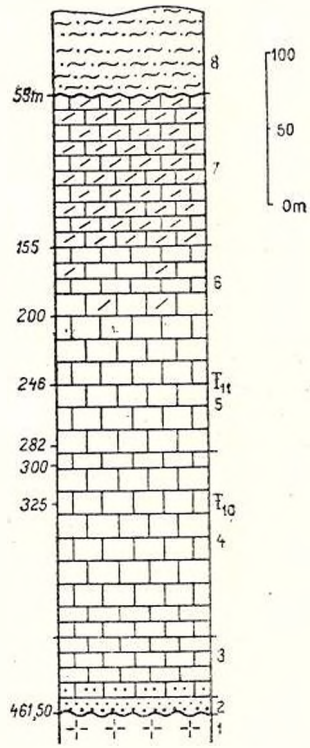


Fig. 16. — Succession dans les dépôts mésozoïques du forage 4573 Băile Herculane.

1, granite de Cerna ; 2, Jurassique inférieur ; 3, Jurassique moyen ; 4, Oxfordien-Kimméridgéen inférieur ; 5, Kimméridgéen supérieur-Berriasien ; 6, Valanginien-Hauterivien ; 7, Barrémien — ? Aptien (couches de Iuta) ; 8, Crétacé supérieur (formation de Wildflysch).

lithographiques (fig. 15, F_9) ont fourni, depuis la partie basale vers la partie supérieure, de rares exemplaires de *Crassicollaria* sp. et de fréquentes espèces de *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch et *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filip.), association qui leur confère l'âge tithonique supérieur-berriasien.

Le paquet qui a fourni l'association susmentionnée supporte encore 5—10 m de calcaires du même type, pour passer ensuite à des calcaires lités cendrés, à accidents siliceux, revenant au Crétacé.

À Băile Herculane (parc de Vicol), le forage 4573 a intercepté toute la succession sédimentaire du flanc oriental du noyau granitique, épaisse de 461,50 m. À corroborer les données obtenues par l'étude des carottes prélevées jusqu'à 394 m de profondeur et celles fournies par Vasilescu, Liteanu (1973) du forage pris dans son ensemble, il en résulte la colonne stratigraphique de la figure 16 étayée d'argu-

Institutul Geologic al României

ments paléontologiques pour quelques niveaux. Cependant cette colonne présente quelques incertitudes, dans l'intervalle 394—461,50 m dues aux données initiales contradictoires. Ainsi sur le granite de Cerna (intercepté à 461,50 m) sont représentés graphiquement 13,50 m de calcaires compacts alors que dans le texte on mentionne que le granite est surmonté de grès liasiques (V a s i l e s c u, L i t e a n u, 1973). En réalité il s'agit des mêmes grès grossiers ou conglomératiques localisés à la partie basale du subfaciès externe du Jurassique inférieur que j'ai identifiés dans le sondage 4576 (la carotte obtenue dans l'intervalle 50—50,60 m) que les auteurs susmentionnés attribuent cependant de manière injustifiée au Barrémien-Aptien.

Les 13,50 m de grès éojurassiques du forage 4573 supportent 38 m de calcaires bruns que les auteurs ci-dessus attribuent au Dogger. Suivent 217,50 m de calcaires gris-noirâtre compacts, à diaclases de calcite, attribués au Malm et au Néocomien et encore, 190 m de calcaire gris-noirâtre à pellicules argileuses noires attribués à l'Hauterivien et au Barrémien.

L'examen des carrottes nous a porté à apprécier que le Jurassique superieur comporte des calcaires noirs durs (montrant de nombreuses diaclases de calcite) et des calcaires fins gris dont l'épaisseur apparente est de 225 m (fig. 16).

Dans l'intervalle 325—327 m on a intercepté un calcaire noir largement diaclasé abondant en debris de *Saccocoma* et de *Globochaete alpina* L o m b a r d *(F_{10})* trahissant le microfaciès caractéristique du Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur. Toutefois ce lithofaciès diffère sensiblement de celui connu (calcaires noduleux) dans le reste de la zone. Cette constatation tout comme celle en quelque mesure similaire de la vallée de la Iuta, où il est difficile de reconnaître les calcaires noduleux, nous ont porté à présumer la présence du Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur dans la succession des dépôts du Jurassique supérieur dans toutes les coupes non affectées par la tectoniques, bien que le lithofaciès des calcaires noduleux ne fût pas toujours identifié.

La carotte obtenue de l'intervalle 246—246,90 m constitué de calcaires gris légèrement marneux nous a fourni l'espèce *Calpionella alpina* L o r e n z *(F_{11})* dont la fréquence maximum est similaire à celle connue des calcaires à *Berriasella grandis* de la partie supérieure des calcaires de Marila de la zone de Reşiţa (B ă d ă l u ţ ă-N ă s t ă s e a n u, 1964).

La limite d'entre les dépôts revenant au Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur et ceux revenant au Tithonique supérieur-Berriasien est difficile à préciser dans ce forage. Elle pourrait être tracée arbitrairement à mi distance entre les deux gisements fossilifères.

À 200 m de profondeur survient un changement de lithofaciès et l'espèce *Calpionella alpina* est extrêmement rare. Ces observations étayent l'appréciation sur la limite du Jurassique-Crétacé. En conséquence

Institutul Geologic al României

les calcaires attribués à l'intervalle stratigraphique du Tithonique supérieur-Berriasien se développent entre 287 m et 200 m de profondeur fait qui dénote une épaisseur apparente de 87 m et réelle de 50 m (calculée pour un pendage de 30°, mesurée en au seul point). Elle coïncide avec l'épaisseur appréciée dans la vallée de la Iuta pour le même niveau stratigraphique (fig. 15).

À corroborer les données lithologiques et paléontologiques obtenues des coupes décrites ou de différents gisements isolés on est porté à présumer l'existence de l'Oxfordien et à identifier et dater paléontologiquement le Kimméridgéen supérieur, le Tithonique et le Berriasien [10]. Vu les épaisseurs réduites et vu, parfois, l'absence de repères lithologiques constants on n'a pas encore réalisé la séparation sur la carte des dépôts représentant les étages susmentionnés.

Dans un ouvrage antérieur on a présenté le schéma stratigraphique des calcaires du Jurassique supérieur de la vallée de la Cerna (Codarcea, Năstăseanu, 1964) et le présent ouvrage apporte des renseignements et des précisions supplémentaires au sujet du faciès de Presacina pris dans son ensemble.

Quelques coupes plus complètes et en même temps représentatives lithologiquement suggèrent le groupement des étages du Jurassique supérieur comme il suit :

Oxfordien-Kimméridgéen inférieur. Les calcaires gréseux attribués au Callovien de la vallée de la Ciumîrna (fig. 13) s'enrichissent en accidents siliceux et passent ensuite à des calcaires noduleux (Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur). Une situation similaire apparaît aussi sur la rive droite de la vallée de la Camena, à Cornereva, où les calcaires à silice sont plus fins et plus épais (20 m).

Dans la vallée de la Cerna des calcaires à lentilles de silice, de beaucoup plus épais (50—150 m) se trouvent dans une position stratigraphique similaire notamment ils reposent sur l'horizon des calcaires gréseux à concrétions ellipsoïdales et supportent des calcaires noduleux. Un trait caractéristique des calcaires à silice est leur aspect massif, montrant parfois une schistosité avancée, agravée par des phénomènes tectoniques.

Une coupe éloquente, quant à la distribution stratigraphique des calcaires à silice de la vallée de la Cerna, est celle du versant occidental de cette vallée, à Băile Herculane (Cracul cu Aburi, fig. 17). La coupe traverse de l'W à l'E le synclinal majeur situé de côté droit de la vallée de la Cerna. Le flanc occidental (renversé) présente une succession normale depuis l'Eojurassique-? Aalénien jusqu'au Crétacé

[10] On a englobé le Berriasien au Jurassique supérieur conformément à un schéma proposé dans un ouvrage antérieur (Bădăluță-Năstăseanu, Năstăseanu, 1964). Bien que le problème de la limite du Jurassique/Crétacé comporte encore des discussions controversées sur le plan mondial, il y a des adaptés du schéma où le Berriasien soit inclu au Jurassique (Wiedmann, 1975).

Institutul Geologic al României

supérieur. Les calcaires à silice y sont épais de 100 m et bien délimités par les repères lithologiques susmentionnés. Les calcaires à accidents siliceux localisés dans le flanc oriental sont affectés par quelques failles directionnelles (N-S) qui provoquent une série de répétitions et en même temps leur disparition au contact avec le granite de Cerna.

Au nord de Băile Herculane, les calcaires à silicifications se développent sur les deux flancs du synclinal de Cerna maintenant le

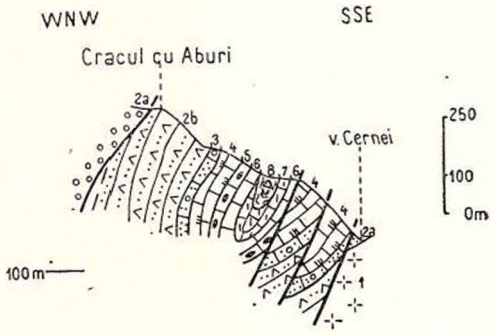


Fig. 17. — Coupe géologique dans Cracul cu Aburi.

1, granite de Cerna ; 2, Jurassique inférieur (*a*, Jurassique inférieur basal ; *b*, ?Aalénien) ; 3, Jurassique moyen ; 4, Oxfordien-Kimméridgéen inférieur ; 5, Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur ; 6, Tithonique supérieur-Hauterivien ; 7, Barrémien-?Aptien (couches de Iuta) ; 8, Crétacé supérieur (formation de Wildflysch).

même aspect plus ou moins massif. Les épaississements tectoniques provoqués par la superposition de plusieurs écailles sont évidents, tout spécialement dans le sommet de Piatra Galbenă et le long du flanc oriental du synclinal de Cerna, depuis l'embouchure de la Bedina vers le N à travers le cours inférieur des vallées du Drestenic, de la Presacina et de la Iuta. À cause de ces épaississements, apparemment importants, et de l'aspect de beaucoup plus massif, les calcaires à silicifications de la rive occidentale de la Cerna ont été considérés un niveau de passage vers un autre faciès du Jurassique supérieur notamment le faciès de Cerna, caractéristique d'une zone de sédimentation située vers l'extérieur (C o d a r c e a, 1940). Du reste les mêmes calcaires à silicifications, mais moins épais, apparaissent dans la terminaison périclinale septentrionale de l'anticlinal de Fîrțanu. Le faciès de Cerna (sensu C o d a r c e a, 1940) ne maintient plus sa signification que dans la mesure où il est accepté comme un aspect particulier de la sédimentation dans la zone du seuil de Cerna et du sillon Externe (= zone de Coșuștea, etc.) où par ailleurs sont enregistrées des distinctions essentielles de faciès dans le cadre des dépôts mésozoïques, remarquées tout spécialement au niveau du Barrémien-Aptien (N ă s t ă s e a n u, S t i l l a, 1964 ; N ă s t ă s e a n u, in C o d a r c e a et al., 1967).

Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur. Les calcaires à silicifications passent progressivement à des calcaires noduleux sombres ou verdâtres et moins souvent rougeâtres. Les calcaires noduleux sont stratifiés en bancs épais de l'ordre des décimètres et présentent de min-

Institutul Geologic al României

ces intercalations de marnocalcaires. Les quelques coupes plus complètes laissent voir une épaisseur des calcaires noduleux de 20—60 m.

L'olistolith de Pereții Medvedului (fig. 18) située sur la rive gauche de la vallée de la Cerna offre la plus nette image sur la manière dont se présentent et dont sont distribués les calcaires noduleux dans la succession du Jurassique supérieur. Dans cette olistolith les calcaires à silicifications revêtent tout d'abord un aspect tacheté pour laisser voir ensuite des nodules calcaires et pour aboutir progressivement à des calcaires noduleux typiques comportant *Saccocoma* sp. et *Globochaete*. Toujours progressivement ces calcaires perdent leur aspect noduleux caractéristique et passent à des calcaires sublithographiques (Tithonique supérieur-Berriasien).

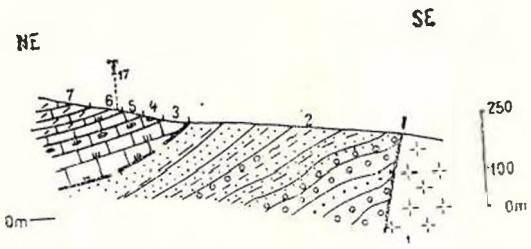


Fig. 18. — Coupe géologique à Pereții Medvedului.
1, granite de Cerna ; 2, Sénonien ; 3, Oxfordien-Kimméridgéen inférieur ; 4, Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur ; 5, Tithonique supérieur-Berriasien ; 6, Valanginien-Hauterivien ; 7, Barrémien-?Aptien (couches de Iuta).

Présentant les mêmes aspects et la même position stratigraphique, les calcaires noduleux apparaissent dans différents endroits de la zone, notamment dans le synclinal de Cerna, sur le flanc oriental de l'anticlinal de Fîrțanu, dans la vallée de la Presacina, dans la vallée de la Iuta, dans Cracul cu Aburi (fig. 17), dans la vallée de la Ciumirna, dans la rive droite de la vallée de la Cameniţa, etc. Le lithofaciès très caractéristique de ces calcaires et l'omniprésence des saccocomidés leur confèrent la qualité d'horizon repère. Toutefois n'apparaissant pas de manière continue nous avons des raisons à ne pas les représenter sur la carte. Les calcaires noduleux, les dépôts les moins compétents de la suite calcaire du Jurassique supérieur sous faciès de Presacina sont ceux qui ont été le plus sujets à des laminations au cours des solicitations tectoniques. Pour cause ils n'apparaissent que çà et là en direction des structures en écailles. Il y a toutefois des cas où le faciès noduleux est substitué par des calcaires fins, compacts, et alors seule la présence des saccocomidés conduit à leur corrélation (fig. 16).

Les calcaires noduleux ont livré des débris d'ammonites, d'aptichus et de bélemnites (gorges supérieures de la vallée de la Presacina) mais en très mauvais état de conservation et en conséquence indéterminables. Par contre, l'étude microfaciale a mis en évidence la présence systématique des crinoïdes pélagiques (saccocomidae) et de l'algue *Globochaete*, fait qui a conduit Codarcea, Năstăseanu (1964) à les attribuer au Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur, par comparaison avec les calcaires de Brădet de la zone de Reşiţa, où les sacco-

Institutul Geologic al României

comidés sont le plus développés dans les bancs à *Subplanitoides contiguus* (Bădăluță-Năstăseanu, 1964) donc dans la zone Semiforme qui caractérise le Tithonique inférieur de la Téthys.

Tithonique supérieur-Berriasien. Les calcaires noduleux passent progressivement à des calcaires gris-blanchâtres très fins, disposés en bancs épais de 1—2 m, séparés par de minces intercalations de marno-calcaires gris. Ces calcaires sublithographiques apparaissent dans toutes les coupes du bassin de la vallée de la Cerna, présentant des épaisseurs de 25 à 50 m.

Dans le bassin de la vallée de la Belareca les calcaires sublithographiques apparaissent rarement en succession normale (vallées de la Camena Seacă et Topla). Par contre ils apparaissent fréquemment sous forme de blocs enterrés dans la formation de Wildflysch.

Codarcea, Năstăseanu (1964) attribuent les calcaires sublithographiques au Tithonique supérieur-Berriasien, à partir de l'association des calpionelles que ces roches comportent *(Calpionella alpina, C. elliptica* et *Tintinnopsella carpathica).* La présence de la zone à *Crassicollaria* dans la vallée de la Iuta étaye l'âge accordé antérieurement autant que la continuité de sédimentation entre les calcaires noduleux et les calcaires sublithographiques.

On a identifié ou réidentifié le faciès à *Calpionella* dans plusieurs endroits, notamment : sur la rive droite de la vallée de la Cerna, à Pereții Medvedului (fig. 18), dans la vallée de la Iuta (fig. 15), dans la vallée de la Presacina (gorges inférieures), dans la vallée de la Nievra, en dessous du sommet Piatra Încălecată, sur le flanc oriental de l'anticlinal de Fîrțanu, sur les flancs du synclinal de Cicelovete, dans Craçul cu Aburi et dans le forage 4573 implanté dans le flanc de l'anticlinal de Cerna à Băile Herculane (parc de Vicol).

FACIÈS DE FENEȘ

Une partie des dépôts que l'on attribue au Jurassique sous faciès de Feneș a été considérée antérieurement (Codarcea, 1940) une succession propre à une zone de sédimentation indépendante (zone d'Arjana), située à l'extrémité septentrionale de la zone de Sirinia et chevauchant les dépôts mesozoïques de la zone de Presacina. Cette même interprétation, mais rapportée à l'ensemble du Jurassique sous faciès de Feneș, a été avancée par Alexandra Boldur, Boldur (in Răileanu et al., 1958)[11] pour la région située au N de Rîul Rece.

Le nom de „Feneș" s'est imposé d'une part du fait que dans les alentours de Feneș ce faciès du Jurassique est bien développé et d'autre part pour éliminer les éventuelles confusions avec le „faciès d'Arjana"

[11] Arch. I.G.G., Bucarest.

Institutul Geologic al României

(Codarcea, 1940) qui reviendrait à une autre zone de sédimentation.

La zone de Presacina s'étend depuis le N de Riul Rece vers Muntele Mic, sur le territoire de la localité de Feneș. Dans cette partie de la zone et au NE de Cornereva les dépôts jurassiques revêtent un faciès caractérisé par la présence d'un complexe de roches volcano-sédimentaires localisé à leur partie médiane et partiellement à leur partie supérieure.

Dans la région investiguée le faciès de Feneș apparaît dans les vallées de la Topla, Ramna, Camena, Camena Seacă et dans le faîte d'eau qui sépare les vallées d'Ohaba et de Rîul Rece (sommet de Cozia — sommet de Cleanțul Prelucii). Les dépôts du faciès de Feneș apparaissent en outre dans le massif d'Arjana, en position allochtone, sous forme de blocs englobés dans les dépôts du Crétacé supérieur.

Le schéma stratigraphique de Jurassique sous faciès de Feneș s'étaye, tout d'abord, des arguments litho- et biofaciaux reconnus dans le périmètre situé au sud du Rîul Rece, et seulement pour quelques complètements on fait appel à la succession des dépôts situés au N de cette vallée.

Jurassique inférieur

Les dépôts éojurassiques sous faciès de Feneș (fig. 19) présentent des aspects bien proches de ceux du faciès de Presacina situé dans la partie interne de la zone. Ils débutent par des conglomérats grossiers qui passent progressivement à des conglomérats menus, à des grès calcaires ou siliceux ou à des argiles noires sableuses. Cependant le trait saillant est donné par les roches basiques qui, dans la plupart des cas percent les schistes argileux noires ou apparaissent sous forme de filons-couches dans ceux-ci où ils provoquent de faibles phénomènes de contact. Dans le cadre des dépôts éojurassiques on a reconnu, tout comme dans le faciès de Presacina, deux horizons lithologiques : celui inférieur (épais de 300—400 m) attribué à l'Hettangien-Sinémurien et celui supérieur (épais de 400—600 m) attribué au Pliensbachien-Toarcien. La répartition stratigraphique a été faite tenant compte en une large mesure des similitudes lithologiques avec des dépôts du faciès de Presacina et aussi de quelques données paléontologiques fournies par l'horizon supérieur.

Hettangien-Sinémurien. Une succession complète des dépôts de la partie basale de l'Eojurassique apparaît dans la vallée du Rîul Lung, où sur les dépôts ordoviciens reposent en discordance des conglomérats grossiers à gros galets de quartz blanc et éléments de schistes verts ou noirs fournis par les formations métamorphiques sous-jacentes. Ces conglomérats qui présentent des éléments peu roulés et peu triés et un ciment moyennement dur constituent un paquet épais de 60—100 m, sans stratification évidente, comparable, en une certaine mesure, à celui de la partie basale de la succession des dépôts éoju-

Institutul Geologic al României

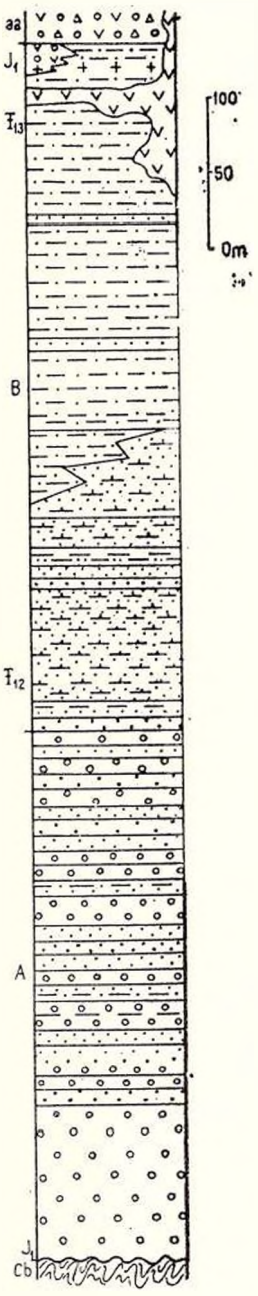


Fig. 19. — Colonne stratigraphique synthétique du Jurassique inférieur sous faciès de Feneș : *A*, horizon inférieur (Hettangien-Sinémurien) ; *B*, horizon supérieur (Pliensbachien-Toarcien).

Institutul Geologic al României

rassiques qui caractérisent la partie interne du faciès de Presacina. Progressivement a lieu le passage vers des conglomérats qui comportent des éléments de quartz blanc mieux roulés et triés, englobés dans un ciment siliceux dur. La stratification devient évidente en bancs décimétriques, soulignée par l'alternance des bancs de microconglomérats avec des bancs de grès. Vers la partie supérieure a lieu le passage aux grès arkosiens à intercalations centimétriques de grès schisteux cen-

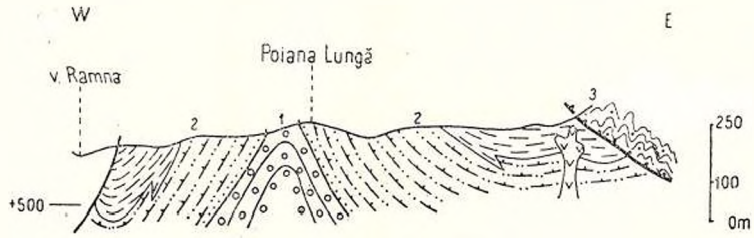


Fig. 20. — Coupe géologique dans la rive gauche de la vallée de la Ramna.

1, Hettangien-Sinémurien ; 2, Pliensbachien-Toarcien ; 3, Precambrien supérieur (cristallin getique).

drés. Cet aspect se maintient sur une épaisseur de 300 m. Partant l'horizon inférieur du bassin du Rîul Lung toucherait une épaisseur de 400 m, fait qui représente aussi l'épaisseur maximum car il y a des cas où ils ne sont épais que de 200—250 m (bassin du Rîul Alb).

Dans la région située au S de Rîul Rece, l'horizon inférieur n'affleure que très peu dans le noyau d'un anticlinal situé sur la rive gauche de la vallée de la Ramna, à Poiana Lungă (fig. 20). Il est représenté par des bancs décimétriques de conglomérats où prédominent les éléments de quartz blanc bien roulés et de grès grossiers cendrés à minces intercalations d'argiles noires.

Les dépôts décrits reviennent à la partie basale du Jurassique inférieur car, tant au sud qu'au N du Rîul Rece, ils supportent les dépôts de l'horizon supérieur comportant une faune pliensbachienne-toarcienne.

Pliensbachien-Toarcien. En continuité de sédimentation sur l'horizon conglomératique de la partie basale de l'Eojurassique repose l'horizon supérieur, prédominant argileux et de couleur noire.

Les conglomérats de la boutonnière de l'anticlinal de Poiana Lungă (fig. 20) sont surmontés par des grès grossiers, pigmantés de feldspath blanc, kaolinisé, constituant un contraste frappant avec la couleur noirâtre de la roche. Les grès ne présentent pas une stratification évidente, mais on peut voir comment ils revêtent la terminaison périclinale méridionale de l'anticlinal et plongent vers la vallée de la Topla où ils passent progressivement à des schistes argileux noirs qui approchent,

Institutul Geologic al României

jusqu'à s'identifier, à cause des couches d'Ohaba. Partant les grès feldspathiques représenteraient un faciès plus fin, de profondeur, des couches de Bogîltin. Vers l'E et vers l'W les flancs de l'anticlinal susmentionné sont constitués tout d'abord des mêmes grès grossiers gris-noirâtre et ensuite d'argiles noires du même type que celles des couches d'Ohaba.

Răileanu (1958)[12] a identifié dans la vallée du Cornerevinți (F_{12}) dans les grès grossiers du flanc oriental de l'anticlinal de Poiana Lungă, notamment dans le voisinage de leur limite avec les conglomérats de l'horizon inférieur, la faune suivante : *Pecten equivalvis* Sow., *Pinna* aff. *sturi* Trouth., *Entolium liasinum* Nyst., *Chlamys textorius* Schlot., *Waldheimia numismalis* Lk., *Spiriferina* sp. et conclut que ces dépôts reviennent au Lias moyen.

L'anticlinal de Poiana Lungă se prolonge vers le N y étant representé par les mêmes grès grossiers noirs et compacts qui apparaissent à l'embouchure de la vallée de la Frăsincea et se développent largement dans l'interfluve qui s'étend entre la vallée de la Camena et la vallée de la Camena Seacă. Ils y constituent un niveau (5—10 m d'épaisseur) plus compact et plus dur de grès, parfois conglomératiques, comportant des débris de bivalves. Ce niveau est poursuivable jusqu'à l'E de l'ensellement de Furca Obiții (W du sommet de Cozia) où il prend contact tectonique avec les couches d'Ohaba de la terminaison périclinale septentrionale de l'anticlinal de Cornereva. Vers la partie supérieure le niveau passe progressivement à des schistes noirs (équivalents des couches d'Ohaba) qui passent à leur tour toujours progressivement à la formation volcano-sédimentaire du sommet de Cozia. En direction vers le N on observe comment les grès grossiers s'effilent le long de la faille de Ciumîrna, et les argiles noires surjacentes prennent contact avec leur équivalent du faciès de Presacina, les couches d'Ohaba. Le niveau mis en discussion est un épisode local plus grossier, rappelant le faciès de Bogîltin. Codarcea (1940) l'attribue au Lias inférieur de la nappe d'Arjana.

Sur le flanc oriental de l'anticlinal de Poiana Lungă on observe que la succession se continue en montrant un passage progressif des grès à faune de la vallée du Cornerevinți aux schistes argileux noirs (type couches d'Ohaba). Dans le prolongement oriental du flanc, dans les vallées de la Topla et de la Zoina, les argiles noires sont percées par bon nombre de dykes de diabases, qui provoquent de faibles phénomènes de contact. La présence des roches éruptives confère un trait caracteristique aux argiles noires, les individualisant nettement de celles du facies de Presacina.

Les schistes argileux noirs abondent en débris de *Bélémnites paxillosus* Scholt., tout comme le subfaciès des couches d'Ohaba. Ces argiles ont fourni à Schafarzik (1897) : „un fragment de *Harpoceras* sp. prélevé du Culmea Mică, qui s'étend du côté droit de la vallée

[12] Op. cit. point 11.

Institutul Geologic al României

de la Zoina". Montrant les mêmes caractères, les schistes argileux noirs se développent tout le long du flanc oriental de l'anticlinal de Poiana Lungă passant vers le N aux origines de la vallée de la Camena où ils sont à nouveau percés par des roches éruptives et où ils présentent également des phénomènes de contact. Les argiles sont poursuivables en continuation en dessous du massif de Cozia où elles reposent sur le niveau des grès grossiers susmentionnés et supportent directement la série d'agglomérats, tufs diabasiques et diabases de Cracul Elişovii du Mont Cozia. Au N du sommet Cozia, dans le bassin du Rîul Rece, les argiles schisteuses noires à intercalations stratiformes de diabases sont largement développées et supportent en continuité de sédimentation un complexe volcano-sédimentaire.

Au N du Rîul Rece on observe que dans le reste du faciès de Feneş les schistes argileux occupent tout l'intervalle compris entre les conglomérats de l'horizon inférieur de l'Eojurassique et le complexe volcano-sédimentaire. Ils ne présentent plus des épisodes grossiers comme ceux des flancs de l'anticlinal de Poiana Lungă, fait qui viendrait de la profondeur maximum de la zone de sédimentation (Presacina) dans la région de Feneş.

En ce qui concerne l'épaisseur de l'horizon supérieur nous ne saurions faire des précisions dans le périmètre investigué car il y est soit faillé (faille de Ciumîrna) soit recouvert par la nappe gétique. L'épaisseur de 400—600 m a été appréciée dans les coupes du Rîul Alb et du Rîul Lung décrites par Alexandra Boldur, Boldur (1958) [13].

Il s'ensuit, de ce que l'on vient d'exposer, que entre les conglomérats de l'horizon inférieur de l'Eojurassique et le complexe volcano-sédimentaire on rencontre parfois une succession de grès noirs partiellement microconglomératiques en base et parfois seulement d'argiles noires schisteuses. Dans les deux cas il s'agit du même horizon supérieur de l'Eojurassique avec ses faibles variations lithologiques.

L'association faunique de la vallée du Cornerevinţi (F_{10}) indique la présence du Pliensbachien à la base de l'horizon supérieur (fig. 19) et les exemplaires de *Harpoceras* sp. (F_{13}) récoltés de la vallée de la Zoina (Schafarzik, 1897) établissant la présence du Toarcien à la partie terminale du même horizon (fig. 19).

Il est difficile de séparer le Jurassique inférieur sous faciès de Feneş de celui sous faciès de Presacina. On pourrait faire quelque distinction entre ces faciès seulement dans l'intervalle du Pliensbachien-Toarcien. Les observations en terrain révèlent que l'endentement entre les deux faciès du Pliensbachien-Toarcien a lieu progressivement du sud vers la N. Dans la partie orientale le faciès de Feneş s'est installé depuis les origines de la vallée de la Topla et s'est concrétisé avec des caractères propres dans la région de Feneş. En direction de l'anticlinal de Cornereva le faciès de Feneş ne commence à se manifester que depuis Furca Obiţii vers le N, ne s'individualisant effectivement que de-

[13] Op. cit. point 11.

Institutul Geologic al României

puis la vallée du Rîul Rece vers le N, fait attesté aussi par les données obtenues du sondage effectué à Furca Obiţii. Le sondage a été emplacé sur les argiles noires des couches d'Ohaba et il aurait dû intercepter les couches de Bogîltin qui à 500 m vers le S affleurent dans la terminaison periclinale septentrionale de l'anticlinal de Cornereva. En réalité le sondage a traversé plus de 1000 m de dépôts prédominants argileux. Les carottes révèlent que depuis la surface et jusqu'à 500 m de profondeur se maintiennent des argiles noires schisteuses bien proches de celles du subfaciès des couches d'Ohaba. Le forage a traversé en continuation des argiles noires, à intercalations de grès, assez proches de certaines séquences des couches d'Ohaba, présentant toutefois, çà et là, aussi des aspects connus des couches de Bogîltin. On peut donc considérer que le faciès de Presacina commence à s'effiler dès Furca Obiţii et qu'il passe vers le faciès de Feneş qui dans la vallée du Rîul Rece et vers le N est constitué presque exclusivement d'argiles noires.

Les carottes obtenues de l'intervalle 0—700 m ont fourni de nombreux débris de bélemnites parmi lesquels sont fréquents les exemplaires de *Belemnites paxillosus* Schlot. tout comme dans le reste du Pliensbachien de la zone. Les mêmes carottes trahissent un important pendage des couches, fait qui dénote que le forage a été emplacé dans le voisinage de la faille de Mehadia-Cornereva. Partant le forage n'a pas traversé intégralement le Jurassique inférieur, bien qu'il ait touché 1200 m de profondeur.

Dans la partie occidentale de la zone, l'endentement des faciès a lieu approximativement depuis la vallée de la Bojia. Au sud de cette vallée on observe que entre les conglomérats de l'horizon inférieur du flanc oriental de l'anticlinal de Banda et les couches d'Ohaba s'interposent les couches de Bogîltin. À l'origine de la vallée de la Bojia et au N de cette vallée, les conglomérats de l'horizon inférieur de l'Eojurassique supportent directement les argiles du faciès de Feneş et en continuation le complexe volcano-sédimentaire sous forme de témoins d'érosion dans les sommets des colinnes (pl. I). Les couches de Bogîltin et celles d'Ohaba, situées seulement à l'E, commencent à perdre leurs caractéristiques car elles s'endentent avec des argiles noires du même type que celles interceptées par le sondage de Furca Obiţii. Au N du faîte d'eau qui sépare la vallée d'Ohaba et celle du Rîul Rece suivent seulement des argiles et des grès argileux noirs.

L'installation complète du faciès de Feneş apparaît dans la coupe offerte par la vallée du Rîul Rece. Ici sur les phyllites vertes de la série de Corbu repose en discordance l'horizon conglomératique de l'Eojurassique inférieur qui est recouvert par l'horizon supérieur argilo-gréseux noir à diaclases (Pliensbachien-Toarcien). Cependant la coupe présente des complications tectoniques et elle est partiellement recouverte de dépôts du Crétacé supérieur, transgressifs.

Étant donné que l'endentement des deux faciès principaux du Jurassique inférieur a lieu de manière progressive, la limite tracée sur la carte est arbitraire (pl. I).

Institutul Geologic al României

Jurassique moyen — Jurassique supérieur pro-parte

Les dépôts toarciens, représentés par des argiles noirs à *Harpoceras* sp. sont surmontés par un complexe de roches volcano-sédimentaires. On remarque donc l'absence des grès quartzitiques aaléniens (couches de Ciumîrna) qui reposeraient en succession normale sur les dépôts du Toarcien du faciès de Presacina. Au sujet de l'absence de cet horizon — bon repère cartographique pour le reste de la zone — deux hypothèses ont été énoncées : *(a)* les grès quartzitiques (aaléniens) peuvent être substitués vers le N par des produits pyroclastiques ; *(b)* les grès quartzitiques revêtent un faciès argileux proche de celui du Toarcien, vu l'installation des faciès de plus en plus fins vers l'intérieur de la zone de sédimentation. Néanmoins on a opté pour la deuxième de ces hypothèses à cause de la présence de la forme de *Harpoceras* sp. dans la bande d'argiles noires, qui en direction, vers le N, constitue le substratum immédiat du complexe volcano-sédimentaire susmentionné. Ce complexe y apparaît tant in situ que sous forme d'olistoliths.

Complexe volcano-sédimentaire „in situ". Dans le versant occidental du sommet Cozia à Cracul Elișovii (fig. 21) on observe comment les argiles noires du Toarcien (du faciès de Feneș) passent progressivement à un complexe volcano-sédimentaire épais de 350—400 m. Dans cette coupe on constate que les argiles noires (éojurassiques) à leur partie supérieure (les derniers 20—30 m) commencent à s'enrichir en produits pyroclastiques, de plus en plus abondants et ainsi le matériel terrigène est substitué par celui volcanique. Suivent des alternances d'agglomérats et de tufs diabasiques ordonnés en bancs de 0,50 à 2,50 m qui dans la plupart des cas sont de couleur gris noirâtre et seulement par endroits rouges ou verdâtres. Çà et là apparaissent des bancs de diabases épais de 2 à 25 m et des lentilles de dimensions réduites d'argiles noires intercalées parmi des agglomérats et des tufs. On observe en outre des lentilles de grès noirs qui tant à la partie inférieure qu'à la partie supérieure, passent progressivement à des tuffites verdâtres et ensuite à des agglomérats bien lités. La coupe s'achève par un paquet épais de 20 m constitué d'une alternance de calcaires et de pyroclastites. À la partie basale de ce paquet on observe : sur une épaisseur de 5 m des bancs de tufs cendrés durs, séparés entre eux par de minces intercalations (0,25—0,50 m) de calcaires cendrés qui englobent des éléments pyroclastiques gros de l'ordre des centimètres ; suivent 15 m de calcaires cendrés, barioles, à intercalations millimètriques de matériel pyroclastique verdâtre. Ces calcaires ont fourni quelques fragments de bivalves indéterminables.

Dans la crête qui sépare la vallée de la Camena de celle de la Camena Seacă, dans le complexe volcano-sédimentaire s'ébauche un stock de diabases massives. Du côté opposé et en continuation de Cracul Elișovii, vers le NNW, à l'altitude de 900 m s'ébauche un mammelon dans les dépôts éojurassiques sous faciès de Feneș ; ceux-ci supportent une lentille de calcaires cendrés ou rougeâtres, spathiques, à brachio-

Institutul Geologic al României

podes (20 m) ; cette lentille repose de manière évidente sur les schistes noirs éojurassiques, et le passage progressif au complexe volcano-sédimentaire est visible dans une petite carrière. Les bancs de calcaires

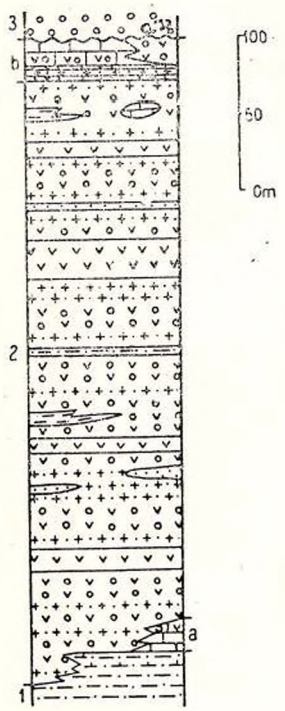


Fig. 21. — Colonne stratigraphique synthétique dans les dépôts jurassiques sous faciès de Feneș de Cracul Elișovii.
1, Toarcien ; 2, Jurassique moyen-Jurassique supérieur (complexe volcano-sédimentaire : *a*, Bajocien ? ; *b*, Oxfordien ?) ; 3, couches d'Arjana.

spathiques épais de 0,50 à 1,50 m qui constituent les lentilles attirent l'attention par leur surface rougueuse due aux inclusions pyroclastiques évidentes à la suite de l'enlèvement par érosion de la masse calcaire. Cet aspect s'accentue depuis la base vers la partie supérieure des calcaires, si bien que les derniers 5—6 m laissent voir une alternance de calcaires et d'agglomérats. En continuation ne se développe que le complexe volcano-sédimentaire jusqu'à la côte 1380 m de Cracul Elișovii. Cette lentille de calcaires est de beaucoup inférieure au point de vue stratigraphique à celle de Cracul Elișovii, care elle se trouve à la partie basale de la succession volcano-sédimentaire (fig. 21 a).

Une autre lentille de calcaire gris-rougeâtre apparaît sur le versant méridional du sommet Cozia, à environ 50 m en dessous de la limite d'entre la formation de Wildflysch et le complexe volcano-sédimentaire. Cette lentille supporte des agglomérats rouges et repose sur des pyroclastites cendrés, quant à sa position stratigraphique elle se situerait quelque peu en dessous de la lentille de la coupe de Cracul Elișovii (fig. 21 b).

Institutul Geologic al României

Au sud et à l'est de Cleanţul Preluchii, les argiles noires du Lias supérieur passent progressivement à des grès grossiers gris-noirâtre avec des intercalations de pyroclastites. Cet aspect persiste sur une épaisseur d'environ 50 m ; suivent en continuité des lentilles de calcaires gris-blanchâtre, parfois de teinte rougeâtre. Les lentilles de calcaires sont plus épaisses (25 à 100 m) que celles mentionnées antérieurement et occupent une plus large surface. Quant à leur position stratigraphique elles seraient équivalentes, ou légèrement supérieures à la lentille du prolongement septentrional de Cracul Elişovii (fig. 21 a). Contrairement à la lentille du Mont Cozia, les calcaires de Cleanţul Preluchii ne supportent plus en continuation le reste de la succession volcano-sédimentaire. Probablement celle-ci a été enlevée par l'érosion avant le dépôt des conglomérats du Crétacé supérieur du synclinal de Balta Cerbului.

Dans la région de Feneş, Alexandra Boldur, Boldur (1958) [14] mentionnent que sur les schistes noirs reposent des roches effusives basiques (diabases, agglomérats, tufs rouges, verdâtres ou cendrés) épais de 500 m dans le bassin du Rîul Lung et de 600 m dans le bassin du Rîul Alb. Les auteurs signalent qu'à différents endroits ce complexe comporte des lentilles de calcaires affectés par un métamorphisme thermique, de couleur blanche ou rougeâtre, avec des débris de bivalves et de coraux. Leur position stratigraphique n'a pas été encore précisée. Les données offertes par une coupe de reconnaissance effectuée dans la vallée de la Deavoea (Feneş), où apparaissent également des calcaires rougeâtres reposant sur des argiles toarciennes, attestent que ceux-ci ont la même position stratigraphique que la lentille de Cracul Elişovii (fig. 21 a).

En précisant la position stratigraphique normale des lentilles de calcaire dans la succession des dépôts volcano-sédimentaires (Jurassique moyen-supérieur pro-parte) on écarte l'hypothèse suivant laquelle ces calcaires étaient considérés des klippes de rabotage provenues de la zone de Sirinia (Codarcea, 1940) ; on indique à la fois le lieu de provenance des olistoliths localisés dans les dépôts du Crétacé supérieur d'Arjana.

Complexe volcano-sédimentaire des olistoliths. Outre les coupes mentionnées, le complexe volcano-sédimentaire apparaît dans la région investiguée dans de nombreux points sous forme d'olistoliths englobés dans la formation de Wildflysch (Crétacé supérieur). Les plus intéressantes coupes sont celles des sommets d'Arjana-Biliana et celle de la vallée de la Topla. Chacune de ces coupes offre des successions lithologiques et des éléments paléontologiques précieux en vue de compléter la succession stratigraphique du complexe volcano-sédimentaire.

Dans le versant de SSE du sommet d'Arjana, immédiatement en dessous des Couches d'Arjana (Sénonien ?) apparaît un olistolith len-

[14] Op. cit. point 11.

Institutul Geologic al României

ticulaire (long de 2000 m et large de 600 m) constitué de calcaires et de pyroclastites (fig. 22) montrant de bas en haut la succession suivante :

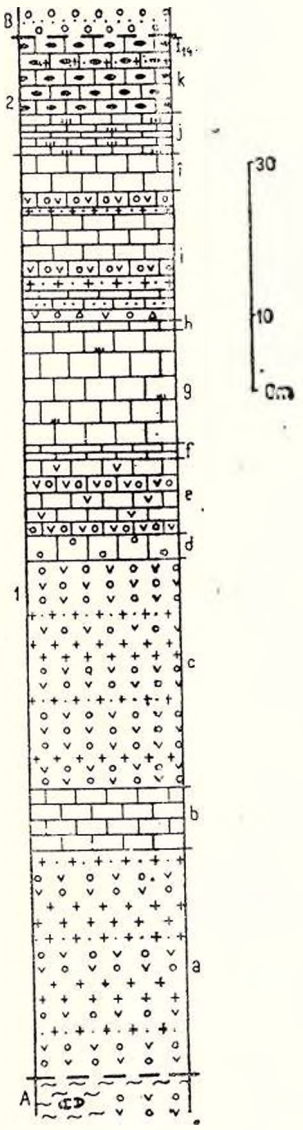


Fig. 22. — Succession stratigraphique dans le complexe volcano-sédimentaire de l'olistolith d'Arjana-Biliana.
1, Jurassique moyen (*a*, Aalénien ? ; *b-i*, Bajocien-Bathonien) ; 2, Jurassique supérieur (*j*, Callovien-Kimméridgéen inférieur ; *k*, Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur) ; *A*, formation de Wildflysch ; *B*, couches d'Arjana.

a) 30 m d'agglomérats et de tufs basiques qui constituent un niveau discontinu mieux représenté à la partie méridionale du sommet de Biliana. Ce niveau reviendrait à la partie basale du complexe volcano-sédimentaire tout comme celui de Cleanţul Preluchii.

Institutul Geologic al României

b) 8 m de calcaires fins granulaires cendrés.

c) 30 m de différents types de roches (pyroclastites à éléments d'ophiolites et de verre volcanique, quartzites à éléments éruptifs, agglomérats à éléments de diabases et porphyrites à ciment vitreux) qui s'endentent ou alternent entre elles.

d) 3 m de calcaires gris, à radiolaires calcifiés et à calcarénites pseudoolithiques traversés par un réseau de fissures serrées et comblées d'un liant tuffitique verdâtre.

e) 10 m de calcarénites bioclastiques gris ou rougeâtres, à échinides et bryozoaires (abondant en matériel éruptif) en alternance avec des bancs subdécimètriques de roches pyroclastiques rouges qui laissent voir un tuf vitrolithoclastique à fragments de roches calcaires organodétritiques et à diabases porphyritiques cimentés de calcite et différents oxydes. Cet aspect atteste le synchronisme entre les éruptions et la sédimentation des calcaires.

f) 1 m de calcarénites rouges abondant en matériel organogène suivi de 5 cm d'agglomérat rouge fin qui passe progressivement à 50 cm de calcaire spathique à crinoïdes, échinoïdes et éléments de roches éruptives basiques suivis de 30 cm d'hydrothermalite et de 20 cm de biocalcarénite affecté par la diagenèse.

g) 15 m de calcaires rouges (en bancs décimétriques) noduleux.

h) 1 m de calcaires organogènes massifs dépourvus de stratification, recristallisés tout le long de la zone de contact avec les ophiolites adjacentes. Au microscope on a reconnu dans ces calcaires des subfaciès récifaux à débris de crinoïdes, foraminifères et brachiopodes à cotés des faciès pélagiques.

i) 17 m de calcaires à intercalations de pyroclastites vertes. La partie basale de ce terme comporte des calcaires organogènes à bryozoaires et rhomboèdres d'échinoïdes ou des calcaires détritiques suivis de tufs largement calcitisés qui laissent voir du matériel pyroclastique mélangé avec des fragments de roches diabasiques à structure fluidale, alors que vers la partie supérieure apparaissent des calcaires cendrés avec des pellicules tuffitiques vertes comportant des débris d'échinoïdes et d'algues.

j) 5 m de calcaires rouges lités, présentant des croûtes d'altération rouilles qui rappellent vaguement le faciès de Klauss du Bathonien-Callovien inférieur de la zone de Sirinia ; la partie supérieure de ces calcaires est constituée par des calcaires organogènes granulaires partiellement affectés par la diagenèse, comportant des débris d'échinoïdes, de crinoïdes et d'algues. Les 30 m qui suivent ne laissent plus voir la succession de l'olistolith à cause des éboulis. La coupe se continue par les conglomérats et les grès des couches d'Arjana (Crétacé supérieur) qui constituent le toit de l'olistolith d'Arjana. Le complexe volcano-sédimentaire d'en dessous du sommet d'Arjana se prolonge en direction vers l'E dans le sommet de Biliana, en subissant une évidente variation de faciès, mise en évidence par le fait que seule la partie inférieure de

Institutul Geologic al României

la série est similaire à celle d'Arjana (fig. 22 a, b) alors que le reste est substitué par des calcaires massifs organogènes. Vers la partie tout à fait supérieure de la série de Biliana apparaissent aussi des calcaires bien lités qui, selon toute vraisemblance, continuent la succession des dépôts qui constituent l'olistolith d'Arjana-Biliana.

k) 5 m de calcaires rouges lités, en bancs décimétriques comportant de fréquentes intercalations de lentilles de silex.

l) 15 m de calcaires noduleux rouges, disposés en bancs minces, qui ont livré des débris d'ammonites et d'aptichus, et en coupes minces des *Saccocoma* sp. (F_{14}), donc des arguments paléontologiques suffisants pour les attribuer au Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur. Les calcaires noduleux rouges supportent directement les couches d'Arjana, notamment le prolongement vers l'E de celles de la crête d'Arjana. Quant au développement vers l'E des calcaires de Biliana on observe leur encapuchonnement brusque dans les dépôts de Wildflysch.

Des données ci-dessus il s'ensuit que la succession de l'olistolith d'Arjana-Biliana représente une série typique volcano-sédimentaire seulement dans l'intervalle compris entre les termes *(a)* et *(j)* (environ 120 m), où elle est caractérisée par l'alternance des pyroclastites et des calcaires organogènes ; à la partie terminale — termes *(k)* et *(l)* — elle est presque complètement carbonatée.

Vers les origines de la vallée de la Topla, il y a du côté gauche le ruisseau de Brădet sur la rive droite duquel apparaît un olistolith constitué de dépôts revenant au Jurassique moyen et supérieur sous faciès de Feneș.

Depuis l'embouchure du ruisseau de Brădet jusqu'à l'endroit où un sentier traversse la vallée, se développe la formation de Wildflysch en subfaciès argileux à lentilles de grès et microconglomérats. En continuation vers le SE apparaît le subfaciès ophiolitique. Ce sont ces dépôts qui supportent l'olistolith mis en discussion (fig. 23). Il est localisé sur la crête qui constitue la rive droite du ruisseau et aboutit dans l'ensellement situé entre Fîntîna Babii et le sommet de Sulița.

La succession lithologique de l'olistolith est la suivante :

a) 50 m de grès tuffitiques noirs, schisteux à la base, mais plus compacts et calcaires vers la partie supérieure. Les grès schisteux ont livré un exemplaire de *Bositra buchii* (R o e m.), et les écoulements de grès tuffitiques compacts un exemplaire de *Cadomites* sp. (F_{15}).

b) 20 m de calcaires gris en plaquettes surabondant en lentilles de silice.

c) 15 m de calcaires légèrement noduleux disposés en bancs épais de l'ordre des mètres qui approchent sensiblement du lithofaciès du Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur.

Les calcaires noduleux supportent des argiles noires comportant des blocs de calcaires fins et seulement beaucoup plus haut, dans le voisinage de Fîntîna Babii se développe une agglomération d'olistoliths groupés, constitués de calcaires jurassiques et éocrétacés sous faciès de Presacina.

Institutul Geologic al României

Âge du complexe volcano-sédimentaire. Dans le versant oriental du sommet Boldul se trouvent des blocs de calcaires sous faciès de Presacina mélangés à des blocs du complexe volcano-sédimentaire sous faciès de Feneș. Sur cette pente se trouvent de nombreux débris d'ammonites (F_{16}) dont seulement deux montrent des caracéres suffisants

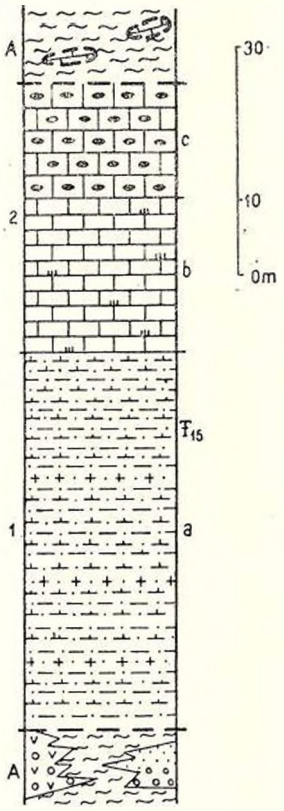


Fig. 23. — Colonne stratigraphique de l'olistolith de la vallée de Brădet.

1, Jurassique moyen (*a*, Bathonien); 2, Jurassique supérieur (*b*, Callovien-Kimméridgéen inférieur; *c*, Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur); *A*, formation de Wildflysch (Sénonien).

pour identifier les genres *Reinekeia* et *Euaspidoceras*. Les moules respectifs sont constitués de roches grèso-tuffitiques grises ou de pyroclastites grossières verdâtres, fréquemment rencontrés dans les roches mixtes (volcano-terrigènes) de la région de Cracul Elișovii. En signalant la présence de ces deux ammonites on apporte les premiers arguments en faveur de la présence du Callovien et de l'Oxfordien dans la série volcano-sédimentaire.

Tenant compte de l'image que nous donne la coupe située dans le versant occidental de Cracul Elișovii complétée avec des éléments paléontologiques prélevés de différents endroits et fournis par les olistoliths de la

Institutul Geologic al României

formation de Wildflysch, on peut considérer que le complexe volcano-sédimentaire revient, en quelque mesure, à l'Aalénien-Oxfordien.

La description de plusieurs coupes (Cracul Elişovii, Cleanţul Preluchii, Rîul Rece et Valea Deavoea, etc.) révèle l'existence de quelques intercalations lenticulaires de calcaires placés à la partie inférieure du complexe volcano-sédimentaire. Vu l'aspect spathique des calcaires qui comportent des brachiopodes et des bivalves on est à même de présumer que ces calcaires et une partie des agglomérats et des tufs diabasiques reviennent au Bajocien-Bathonien.

La présence du genre *Reinekeia* dans les blocs de pyroclastites de la crête Boldul donne de précieux renseignements sur l'existence du Callovien à la partie moyenne du complexe volcano-sédimentaire, où prédominent les agglomérats, les tufs et les tuffites, les calcaires étant sporadiques. Le genre *Euaspidoceras*, fourni par le même type de pyroclastites, dénote la continuation des manifestations volcaniques au cours de l'Oxfordien inférieur. Néanmoins on constate que durant l'Oxfordien supérieur commence à prédominer la sédimentation carbonatée, fait attesté par la présence des calcaires à la partie supérieure du complexe volcano-sédimentaire de Cracul Elişovii.

Les calcaires à jaspes rouges (reposant sur le banc de calcaires rouge-rouille de type Klauss) de l'olistolith d'Arjana-Biliana, autant que les calcaires à silex (reposant sur les grès tuffitiques à *Bositra buchii* et *Cadomites)* de l'olistolith du ruisseau de Brădet reviennent, probablement, au Callovien supérieur-Kimméridgéen inférieur, fait qui porte à conclure qu'il y avait des secteurs où la sédimentation calcaire avait débuté plus tôt.

Le Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur sous faciès de Feneş est représenté par des calcaires noduleux rouges ou verdâtres, à saccocomidés, ammonites et aptichus, comme il a été signalé à la partie supérieure de l'olistolith d'Arjana-Biliana et dans bon nombre d'endroits dans le Wildflysch. Selon toute vraisemblance à partir de ce niveau stratigraphique vers le haut l'activité volcanique s'assoupit brusquement, car autour des nodules de calcaires qui constituent les calcaires noduleux apparaissent de fines pellicules tuffitiques verdâtres. Le liant tuffitique a été reconnu tout spécialement dans les blocs de calcaires noduleux des dépôts de Wildflysch des affluents des vallées du Bogîltin et de la Topla. Il est le principal critère à distinguer le Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur sous faciès de Feneş de celui sous faciès de Presacina qui est complètement dépourvu de matériel éruptif.

Des dépôts revenant au Tithonique supérieur-Berriasien n'apparaissent pas dans la succession attribuable au faciès de Feneş, bien que dans la littérature soient mentionnés des calcaires néocomiens sous „faciès d'Arjana" (C o d a r c e a, 1940). Étant donné que la succession de l'olistolith d'Arjana-Biliana s'achève par des calcaires noduleux rouges (Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur) on suppose que l'auteur se rapporte à certains blocs de calcaires englobés dans la formation

Institutul Geologic al României

de Wildflysch. Néanmoins on ne saurait attribuer ces blocs à un faciès donné car, à notre avis, à la partie terminale du Jurassique supérieur et durant le Néocomien s'est accumulé le même type de calcaire (sans apport d'éruptif) dans l'ensemble de la zone de Presacina.

CRÉTACÉ

Dans la région investiguée le Crétacé est représenté par des dépôts calcaires et marnocalcaires vers la partie inférieure et par des dépôts argileux et gréso-conglomératiques vers la partie supérieure. Les dépôts de la partie inférieure du Crétacé sont étroitement liés au cycle de sédimentation amorcé au Jurassique inférieur, et ceux de la partie supérieure s'accumulent après une période d'exondation, probablement post-aptienne (pl. III).

La succession énoncée ne se trouve in situ que dans le domaine du faciès de Presacina ; outre ce faciès n'apparaissent que des dépôts du Crétacé supérieur. Dans la région de Feneș les dépôts du Crétacé inférieur et en une large mesure ceux du Jurassique supérieur ont été érodés.

Compte tenu du faciès calcaire du Jurassique terminal de type Feneș nous avons montré ci-dessus que pendant le Crétacé inférieur se sont uniformisés deux faciès de la zone de Presacina. Cette affirmation est attestée aussi par le fait que dans les dépôts de la formation de Wildflysch apparaissent des blocs de dépôts éocrétacés revenant uniquement aux faciès de Presacina et de Severin.

Crétacé inférieur

Les calcaires sublithographiques (Tithonique supérieur-Berriasien) du domaine du faciès de Presacina passent progressivement à des calcaires lités comportant des concrétions siliceuses (Valanginien-Hauterivien) et ensuite progressivement à des marnocalcaires gris-noirâtre (Barrémien-? Aptien). La succession dans son ensemble est épaisse de 250—300 m étant bien représentée tout spécialement dans le synclinal de la rive droite de la Cerna.

Valanginien-Hauterivien. En continuité de sédimentation le Berriasien de la vallée de la Iuta (fig. 15) supporte un banc épais de 75 m de calcaires en plaquettes en alternance avec des marnes grises. Généralement les calcaires sont très fins et comportent des concrétions siliceuses lenticulaires. Le lithofaciès que revêtent les séries de calcaires lités de la vallée de la Iuta est proche, à s'identifier, de celui du Néocomien *(s. s.)* de la zone de Sirinia.

L'étude microfaciale des calcaires lités effectuée sur des échantillons récoltés de différents endroits du bassin de la vallée de la Cerna,

Institutul Geologic al României

et tout spécialement sur celui récolté à Pereţii Medvedului (fig. 18, F_{17}) révèle une association abondant en calpionelles dont nous citons : *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.), *T. longa* (Colom), *Remaniella cadischiana* (Colom), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), *Calpionellites neocomiensis* Colom., *C. darderi* Colom., etc.

L'association susmentionnée qui comporte les zones à *Calpionellopsis* et à *Calpionellites* caractérise le Valanginien. Étant donné qu'elle provient de la partie basale des calcaires lités nous sommes à même de présumer que l'Hauterivien est présent lui-aussi dans le reste de ces calcaires.

Des dépôts montrant des caractéristiques lithologiques proches de celles du Valanginien-Hauterivien — moins les accidents siliceux et l'association à calpionelles — ont été interceptés aussi par le forage no 4573 de Băile Herculane (Parc Vicol), à partir de 200 m de profondeur jusqu'à 155 m. Suivent vers le haut les marnocalcaires gris-noirâtre du type des couches de Iuta (fig. 16).

Les calcaires lités à silex affleurent aussi sur les rives droites des vallées de la Camena Seacă et de la Ramna, où ils participent à la constitution du flanc oriental de l'anticlinal d'Ostreşu. Sporadiquement ils apparaissent aussi le long de la faille de Ciumîrna et font complètement défaut dans la succession normale des flancs du synclinal d'Arjana, mais apparaissent fréquemment dans les formations de ce synclinal sous forme de blocs enterrés dans les dépôts de Wildflysch (Crétacé supérieur). Dans la rive gauche de la vallée de la Presacina (à Piatra Încălecată), les calcaires lités apparaissent à nouveau sur le flanc occidental de l'anticlinal de Fîrţanu dans une écaille. Ces mêmes calcaires y constituent une surface structurale qui se développe vers le S sur le flanc oriental déversé du même anticlinal, jusque dans le sommet de Cicelovete, où ils constituent la zone axiale d'un synclinal de dimensions réduites. Dans les flancs de l'anticlinal de Cerna les calcaires lités sont représentés de manière discontinue à cause des laminations tectoniques fréquentes.

Barrémien — ? Aptien. Les calcaires lités qui comportent à la partie basale les calpionelles caractéristiques du Berriasien terminal-Valanginien, passent progressivement à un complexe de marnocalcaires gris-noirâtre, comportant des séquences de marnes ou d'argiles gréseuses vers la partie supérieure. Ce complexe, assez homogène et monotone quant à l'aspect facial, a été longtemps confondu avec des schistes noirs éojurassiques (Schafarzik, 1934 ; Murgoci, 1911). Codarcea (1940) a saisi sa position stratigraphique surjacente aux calcaires récifaux „jurassiques" de la zone de Cerna et leur a donné le nom de „couches de Nadanova". Ce même auteur a signalé la présence de ce complexe marnocalcaire noir aussi dans la vallée de la Cerna (à Pecinişca-Băile Herculane) autant que dans le synclinal situé du côté droit de la vallée. Il signale que les „couches de Nadanova" du flanc occidental du synclinal de Cerna reposent sur des calcaires à calpionelles (équivalents des calcaires éocrétacés de Svinița) alors que celles du flanc oriental re-

Institutul Geologic al României

posent sur les calcaires récifaux de Cerna (jurassiques) tout en concluant que les „couches de Nadanova" reviennent au Barrémien. Ultérieurement, dans la zone de Coşuştea-Cerna, on a prouvé que les calcaires récifaux de Cerna reviennent au Barrémien-Aptien (Codarcea, Mercus, 1959 ; Năstăseanu, Stilla, 1964) et que les couches de Nadanova, surjacentes, comportent une faune albienne-cénomaniene (Codarcea, Mercus, 1959). Tenant compte des données ci-dessus on a considéré que le complexe des marnocalcaires („couches de Nadanova") du bassin de la vallée de la Cerna revient, lui-aussi, à l'Albien-Cénomanien ou au Vraconien-Turonien inférieur (Codarcea et al., 1961 ; Codarcea, Năstăseanu, 1964 ; Codarcea et al., 1965 ; Năstăseanu, 1967 ; Pop, 1967).

À présent on ne saurait plus utiliser le nom de couches de Nadanova pour le complexe marnocalcaire de la vallée de la Cerna, bien que son âge (Barrémien-Aptien ?) soit approximativement celui accordé initialement aux couches de Nadanova, car on engloberait sous le même nom des complexes lithologiques en positions stratigraphiques différentes et d'âge différent. Partant nous avons donné au complexe marnocalcaire de la vallée de la Cerna le nom de couches de Iuta, car nulle part n'apparaît si nettement la limite inférieure et celle supérieure du complexe dans une succession sans complications tectoniques comme dans la vallée de la Iuta.

Couches de Iuta. Les calcaires lités (fig. 24), de la vallée de la Iuta, passent progressivement à des marnocalcaires schisteux noirâtres, faiblement micacés et assez compacts. À mesure que l'on passe vers la partie supérieure de la succession stratigraphique les dépôts deviennent plus schisteux et l'on observe aussi de fins épisodes gréseux. Les dépôts qui montrent cet aspect assez uniforme persistent sur une épaisseur de 250 m, et sont suivis en discordance par un conglomérat menu, épais de 10 m, qui passe progressivement à des argiles noires comportant des olistoliths. Le conglomérat respectif représente la partie basale de la transgression des dépôts de Wildflysch du Crétacé supérieur (K_2).

Quant au substratum de couches de Iuta il est constamment le même, représenté par les calcaires valanginiens-hauteriviens de la zone de Presacina. Il est attesté tant sur la rive droite (Codarcea, 1940) que sur celle gauche (Codarcea, Năstăseanu, 1964) de la vallée de la Cerna, dans le forage no 4573 (Băile Herculane) emplacé dans la terminaison périclinale méridionale de l'anticlinal de Cerna (flanc oriental). Cette position est très importante pour distinguer les couches de Iuta de celles de Nadanova. Ces dernières ne se développent que dans la zone de Coşuştea-Cerna et reposent ordinairement sur des calcaires sous faciès urgonien (Barrémien-Aptien).

La représentation cartographique des couches de Iuta est un problème difficile à résoudre vu leur partie basale et tout spécialement leur partie supérieure.

Généralement la partie basale présente un passage progressif vers les calcaires lités, passage qui a lieu dans la plupart des coupes sur

Institutul Geologic al României

une épaisseur de quelques mètres. Si les affleurements sont bons la limite est évidente et elle a été tracée dans le niveau où disparaissent les calcaires du Valanginien-Hauterivien. Toutefois il y a des cas où la partie terminale du Valanginien-Hauterivien est représentée par des

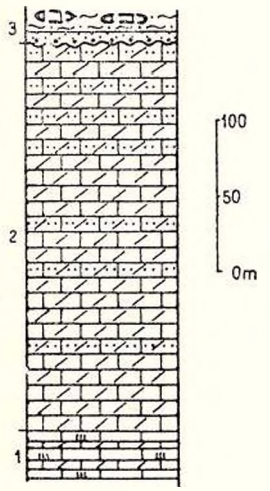


Fig. 24. — Position stratigraphique des couches de Iuta dans la succession des dépôts du Crétacé de la vallée de la Iuta.

1, calcaires lités (Valanginien-Hauterivien) ; 2, couches de Iuta (Barrémien-?Aptien) ; 3, formation de Wildflysch (Sénonien).

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ BIBLIOTECA

calcaires plus compacts et le passage aux marnocalcaires n'a pas lieu par l'intermédiaire des alternances des calcaires en plaquettes mais par la substitution progressive des calcaires par des marnocalcaires. Pareille situation est connue du sondage no 4573 (Băile Herculane) où dans l'intervalle compris entre 155 m et 55 m on n'a intercepté que des marnocalcaires gris-noirâtre proches de ceux de la vallée de la Iuta, reposant sur des calcaires compacts (fig. 16). Donc la limite inférieure des couches de Iuta pourrait être tracée soit plus haut, soit plus bas, dans la succession stratigraphique des dépôts du Crétacé inférieur en fonction des aspects ci-dessus signalés, sans que cette apréciation soit toutefois supérieure à 10 m.

Il est plus difficile de tracer la limite supérieure des couches de Iuta. On a signalé que sur les couches de Iuta repose un niveau de conglomérats qui marque la base de la formation de Wildflysch, mais ce niveau ne se maintient pas dans toute la zone. Son apparition est discontinue et il s'endente tant horizontalement que verticalement avec les différents subfaciès du Crétacé supérieur. Si les conglomérats sont substitués par des brèches ou par des grès le problème n'est pas si difficile à résoudre, mais il y a fréquemment des cas où les conglomérats passent à des argiles noires et alors on ne saurait tracer qu'approximativement la limite sur la carte. C'est le cas dans la zone d'affaissement vers le N des anticlinaux de Fîrţanu et de Cerna et dans l'ensemble du synclinal de Cerna (dans la rive droite de la vallée de la Cerna).

Institutul Geologic al României

En dehors du bassin de la Cerna les couches de Iuta n'apparaissent que dans la rive droite des vallées de la Camena Seacă et de la Ramna, où elles constituent une bande étroite qui accompagne les calcaires lités du Valanginien-Hauterivien du flanc occidental renversé de l'anticlinal de Ostreşu.

Un important nombre d'analyses micropaléontologiques et des coupes minces effectuées sur les couches de Iuta n'ont guère conduit à des formes déterminables. Les quelques moules d'inocérames (F_{18}) prélevés du tiers supérieur des marnocalcaires noirâtres de la rive droite de la vallée de la Iuta sont impropres à faire des déterminations précises. En échange las couches de Iuta présentent un habitus proche de celui des marnocalcaires barrémiens à *Barrémites difficile* et *Macroscaphytes yvani* de Svinița. Tenant compte de cette similitude et de la continuité de sédimentation entre les calcaires lités et les couches de Iuta, nous avons attribué à ces dernières l'âge barrémien-? aptien. Il est du reste connu que dans toutes les zones de sédimentation des Carpates Méridionales on a signalé la présence du Barrémien-Aptien en continuité de sédimentation avec les formations sous-jacentes, au moins dans la région où les conditions de maximum de profondeur des fosses étaient réalisées.

La partie terminale des couches de Iuta pourrait revenir à l'Albien, toujours par comparaison avec la zone Svinița, d'autant plus qu'à Svinița on a signalé la présence de cet étage (Boldur, Avram, 1972).

Crétacé supérieur

Les caractères stratonomiques et pétrographiques des dépôts attribués au Crétacé supérieur s'écartent largement de ceux des formations décrites jusqu'ici. Pourtant la séparation de ces dépôts du reste des formations mésozoïques ne fut pas aisée, tout spécialement en ce qui concerne leur partie basale que l'on confondait, jusqu'à ces derniers temps, avec les dépôts du Jurassique inférieur.

Dans la zone de Presacina à la constitution des dépôts du Crétacé supérieur participent deux complexes lithologiques (fig. 25) dont l'un inférieur argileux englobant des blocs (formation de Wildflysch) et l'autre supérieur conglomératique-gréseux (couches d'Arjana).

Formation de Wildflysch (complexe inférieur). Avant de passer à la présentation détaillée des résultats, nous précisons que nous avons utilisé la notion de Wildflysch dans le sens qu'on lui confère dans les Alpes de Suisse, où cette formation a été signalée et amplement étudiée. D'une définition de Cadisch (1953) nous retenons : „Le Wildflysch est une association de roches sous faciès orogène . . . constituée d'une masse fondamentale marneuse jusqu'à argileuse, comportant des intercalations de bancs de matériel calcaire, sableux ou quartzitique et des éléments hétérogènes".

Institutul Geologic al României

L'auteur souligne en outre la distinction toute particulière entre le matériel autigène et celui allogène dans la constitution du Wildflysch.

Les couches de Iuta, ou des termes stratigraphiques d'âge encore plus reculé, supportent en discordance un complexe prédominant ar-

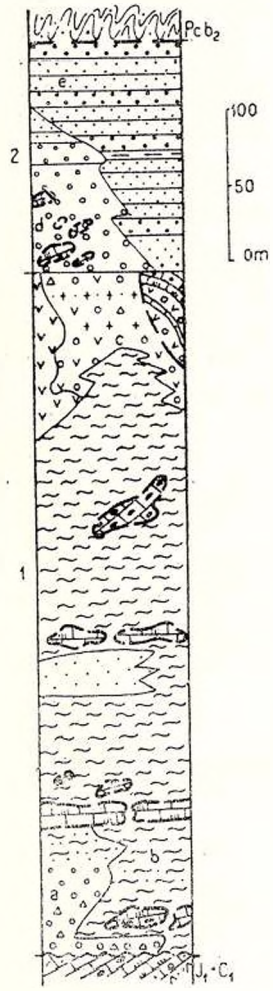


Fig. 25. — Colonne stratigraphique synthétique dans les dépôts du Crétacé supérieur de la zone de Presacina.

1, formation de Wildflysch (*a*, subfaciès pséphitique ; *b*, subfaciès argileux à olistoliths ; *c*, subfaciès ophiolitique) ; 2, couches d'Arjana (*d*, conglomérats à blocs ; *e*, microconglomérats et grès).

gileux montrant des caractères typiques de Wildflysch. Les investigations effectuées dans le bassin de la vallée de la Cerna et dans le massif d'Arjana révèlent que les dépôts de Wildflysch y sont épais de 150 à 500 m. Bien que le faciès de ces dépôts soit très caractéristique, sa séparation du reste des formations mésozoïques constitue un problème dont la solution n'a pas été encore intégralement formulée dans le reste des Carpates Méridionales.

Institutul Geologic al României

Initialement la présence d'une formation crétacée supérieure englobant des blocs fournis par des formations plus anciennes n'a été signalée que dans les Monts Cerna (Năstăseanu, 1959)[15], fait qui a immédiatement conduit à reconnaître le Wildflysch dans l'ensemble du domaine de sédimentation de l'autochtone danubien (Drăghici, 1962 ; Codarcea et al., 1965) du Plateau de Mehedinți. Des recherches détaillées dans la vallée de la Cerna et dans le massif d'Arjana ont conduit à reconnaître et à représenter sur la carte plusieurs subfaciès dans le cadre de la formation de Wildflysch.

Subfaciès pséphitique (brèches et conglomérats). La formation de Wildflysch débute parfois par des conglomérats ou par des brèches (fig. 25) comme il apparaît dans la vallée de la Iuta, dans la colline de Scămnel ou à Băile Herculane. Le subfaciès pséphitique présente un développement qui n'est ni uniforme ni constant, en conséquence on ne saurait lui attribuer une valeur de repère cartographique ou stratigraphique. Il est moins répandu dans la région et se présente comme une variation locale du subfaciès argileux, tout spécialement de celui de sa partie basale.

Dans la vallée de la Iuta (fig. 15) il y a un niveau (10 m) de conglomérats à éléments de quartz de dimensions réduites, bien roulés et englobés dans un ciment gréseux dur. En direction le niveau passe à des argiles noires et dès qu'il passe outre les versants de la vallée de la Iuta il n'apparaît plus qu'avec intermittences. Ce niveau s'effile de manière évidente tout spécialement en direction vers le N — immédiatement au delà de la crête qui constitue la rive gauche de la vallée de la Iuta, respectivement du côté gauche de la vallée de la Cerna — où l'on observe comment le ciment gréseux qui enrobe les éléments de quartz est progressivement substitué par des argiles noires, aboutissant à des argiles comportant de rares éléments de quartz bien roulés et ensuite à des argiles noires pures. Dans la vallée de la Cerna ce niveau revêt un faciès plus psammitique. Après avoir traversé la vallée de la Cerna il aboutit dans la partie orientale de la terminaison périclinale septentrionale de l'anticlinal de Cerna lorsqu'il acquiert à nouveau son aspect conglomératique (identique à celui de la vallée de la Iuta), mais il est interrompu le long de la faille orientale du graben de Cerna. Au sud de la vallée de la Iuta le niveau conglomératique de la rive droite de la Cerna (flanc occidental de l'anticlinal de Cerna) passe à des grès et ensuite de nouveau à des conglomérats coincés dans les schistes argileux avec des olistoliths du Cracul Ineleț.

À Băile Herculane, immédiatement au sud de Podul Roșu, tout spécialement sur la rive droite de la Cerna (derrière les maisons) se laissent voir 2—3 m de conglomérats brécheux grossiers dont l'aspect spécifique est strictement local. Les éléments des conglomérats sont constitués par des calcaires ou par des grès parfois très bien roulés, recouverts d'une pellicule argileuse noire, pour cause il est très diffi-

[15] Op. cit., point 3.

Institutul Geologic al României

cile de les distinguer de la masse argileuse noire dans laquelle ils sont disséminés ; ils ne constituent que des accumulations locales qui disparaissent rapidement en direction, tout en favorisant le développement du subfaciès argileux directement sur les couches de Iuta.

Dans la crête de Scămnel les couches de Ciumîrna, aaléniennes sont surmontées par un conglomérat brécheux qui vers la partie supérieure passe progressivement à des grès gris-noirâtre et ensuite à des schistes gris ou verdâtres à olistoliths. Les éléments qui participent à sa constitution sont extrêmement variés, revenant à tous les types de roches présentes dans la suite des dépôts plus anciens. On remarque tout d'abord, vu leurs dimensions et fréquence remarquables, les éléments de calcaires lités à calpionelles (éocrétacés), les calcaires sublithographiques à calpionelles, les calcaires noduleux à saccocomidae (du Jurassique supérieur) et ensuite les éléments moins nombreux provenus des calcaires spathiques ou gréseux (médiojurassiques) et des grès quartzitiques (éojurassiques). Les éléments sont roulés de manières très différentes, des éléments parfaitement arrondis se laissant voir à côté d'éléments avec des arêtes tranchantes, entre ces deux types apparaissant tous les stades de passage. La granulométrie des éléments est évidente en sens vertical et inexistante en direction des couches. La ciment y est calcaire grossier à la partie basale et devient de plus en plus fin vers la partie supérieure, gagnant progressivement l'aspect d'un schiste gréseux verdâtre, voire argileux.

Les conglomérats brécheux, montrant les mêmes caractères, ont été rencontrés dans la vallée de la Ciumîrna aussi à la partie basale de quelques olistoliths où ils prennent contact avec des grès quartzitiques aaléniens le long de la faille de Ciumîrna (fig. 9).

Subfaciès argileux à olistoliths. Ordinairement sur une vaste aire de distribution le complexe inférieur est représenté par une série schisteuse argileuse noire, englobant des blocs provenant, dans la plupart des cas, des formations plus anciennes de la zone de Presacina ou de la fosse de Severin. Ces dépôts présentent un tecto-faciès particulier, caractérisé par la contorsion très forte des couches, la fréquence des miroirs de friction, le glissement gravitationnel des blocs et leur agglomération dans certaines zones, les remaniements intraformationnels et les passages brusques des faciès pélitiques à des faciès pséphitiques.

Dans le synclinal de Cerna, tout spécialement dans le secteur situé au N de la vallée de la Presacina, on observe deux bandes d'argiles orientées approximativement N-S, séparées par une bande de grès.

La première bande d'argiles est poursuivable sur les deux rives de la vallée de la Cerna depuis l'embouchure de la vallée de la Topenia, à travers le cours inférieur de la vallée de la Iuta, jusque dans la rive gauche de la vallée de la Presacina. Depuis le sud de la vallée de Naneşul la partie basale des argiles abonde en olistoliths fournis par les calcaires jurassiques et éocrétacés du faciès de Presacina, localisés approximativement dans le même niveau stratigraphique, dont la plupart

Institutul Geologic al României

se situent évidemment dans le voisinage immédiat du niveau conglomératique du subfaciès pséphitique, voire sur le soubassement dont ils proviennent.

La seconde bande d'argiles débute dans le cours supérieur de la vallée du Naneşu, où elle abonde en olistoliths isolés. Ceux-ci sont disséminés chaotiquement dans la masse des schistes argileux noirs et présentent des dimensions extrêmement variées, de l'ordre des centimètres jusqu'à celui des centaines de mètres. Suit un niveau de brèches gravitationnelles constitué de calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur sous faciès de Presacina qui se maintient parallèlement à la nappe gétique sur une distance supérieure à 1 km, dans la rive gauche de la vallée de la Iuta. Les argiles de la rivière de la Iuta sont plus sableuses et plus compactes et la vallée en les traversant constitue des gorges de dimensions réduites. Montrant ce même aspect les argiles se continuent dans le secteur dominé par la crête de Cozia (1004 m) où elles comportent des blocs de calcaires revenant au Jurassique sous faciès de Feneş.

La bande de grès, localisée entre les bandes d'argiles susmentionnées, s'individualise dans le cours inférieur de la vallée du Naneşu et dans le cours moyen de la vallée de la Iuta. Elle est constituée de grès grossiers, parfois microconglomératiques ou à intercalations de schistes argilo-gréseux qui pourrait représenter un horizon à part. Cependant l'on constate qu'en direction vers le sud la bande de grès s'effile progressivement, depuis la vallée du Naneşu où elle est épaisse de 200 m jusque dans la vallée de la Iuta où elle ne touche plus ni 100 m. Plus loin, toujours vers le sud, les grès s'épaississent à nouveau et s'endentent avec les argiles de la rive droite de la vallée de la Iuta. En continuation, après avoir passé outre le Cracul Ineleţul, les grès deviennent à nouveau microconglomératiques, revêtant l'aspect d'une lentille qui aux approches de la vallée de la Pinaica se coïnce dans les schistes argileux de la bande occidentale. Des lentilles de microconglomérats apparaissent également dans les mammelons de la crête qui sépare la vallée de l'Ineleţ de la vallée de la Pinaica, autant que dans le sommet de Certej.

Un développement plus large présentent les grès situés à l'W de la crête de Cozia (1004 m), où, avant de rejoindre la vallée de la Iuta ils sont recouverts par la nappe gétique. Néanmoins ils surgissent d'en dessous de cette nappe dans l'interfluve qui s'étend entre la vallée susmentionnée et celle du Naneşul. Nous signalons qu'à l'altitude de 1004 m apparaissent aussi des diabases qui percent les grès.

Au sud de la vallée de la Presacina, tout le long du flanc occidental du synclinal de Cerna, la séparation des dépôts de Wildflysch de ceux des couches de Iuta n'est qu'approximative. La difficulté vient du fait que le subfaciès argileux repose directement sur les couches de Iuta. Dans les interfluves qui s'étendent entre les vallées : du Drestenic, de la Bedina et de la Scotina l'aspect des dépôts est de beaucoup plus feuilleté et micacé, fait qui porte à les distinguer en une certaine mesure de l'aspect marnocalcaire des couches de Iuta. L'apparition des

Institutul Geologic al României

olistoliths y est plus rare et ceux-ci sont groupés dans le voisinage du soubassement granitique. Dans la rive droite de la vallée de la Scotina et dans la crête qui descend de Piatra Galbenă vers Cerna les dépôts sont plus schisteux et affectés par des phénomènes thermiques dûs aux diabases qui y affleurent. Vers le sud les dépôts s'effilent progressivement, à cause des accidents tectoniques, jusqu'à leur complète disparition. Ils ne réapparaissent qu'à une distance de 3—4 km, marquant à nouveau le remplissage du synclinal de Cerna, et se développent considérablement à Băile Herculane où ils englobent quelques olistoliths de calcaires néojurassiques et éocrétacés sous faciès de Presacina. Entre Cracul cu Aburi et le plateau de Coronini (à Băile Herculane) ils sont affectés par les mêmes roches basiques.

Une particularité saillante du faciès argileux est rencontrée dans les dépôts du synclinal d'Arjana, dont le liant des brèches gravitationnelles est parfois une argile gréseuse noire pigmentée de feldspaths kaolinisés à côté d'une argile verdâtre. Dans les horizons de brèches s'individualisent parfois des lentilles de schistes gréseux noirs montrant la même pigmentation kaolineuse. Nous avons tracé la limite avec le subfaciès ophiolitique là où commencent à prédominer les éléments cinéritiques et où le matériel terrigène est en quantité négligeable. Les dépôts argilo-gréseux noirs du synclinal d'Arjana traversent la vallée de la Ciumîrna et se prolongent le long du Cracul Popii vers le bas jusqu'à Fîntîna Babii, d'où ils s'étendent jusqu'à l'origine de la vallée de la Topla. Les olistoliths rencontrés dans les vallées ou dans les collines mentionnées comportent des saccocomidés et des calpionelles quand ils revêtent le faciès calcaire de Presacina et abondent en débris d'ammonites et de lamellibranches quand ils reviennent au complexe volcano-sédimentaire du faciès de Feneș (sommet de Boldul, etc.). Une bande étroite constituée d'argiles noires schisteuses, parfois plus calcaires, se détache du bassin de la vallée de la Topla et traverse la vallée de la Zoina se dirigeant parallèlement à la ligne de la nappe gétique. Elle s'effile progressivement si bien que dans la vallée de la Frăsincea, où elle prend directement contact avec la nappe gétique, elle n'est épaisse que de 2 m. Ici (vallée de la Frăsincea) apparaissent également quelques olistoliths, de dimensions réduites, de calcaires gris largement diaclasés montrant l'aspect typique des couches de Sinaia.

Le subfaciès argileux apparaît aussi dans le graben de Cerna et il y a lieu de remarquer que la plupart des olistoliths qu'il englobe sont fournis par les dépôts de la nappe de Severin, dont ceux de type couches de Sinaia sont prédominants. Outre les blocs de type Severin y apparaissent des blocs fournis par les dépôts de la zone de Presacina et par les formations du cristallin gétique.

Le subfaciès argileux des Monts Cerna offre la possibilité de faire quelques observations intéressantes sur la formation et surtout sur l'aspect des olistoliths.

Les observations effectuées en terrain ont conduit à reconnaître deux sortes d'olistoliths dont quelques uns groupés constituant des ho-

Institutul Geologic al României

rizons de brèches gravitationnelles et d'autres isolés apparaissant au hasard et à différents niveaux dans la masse argileuse. Ordinairement les olistoliths se sont formés par le glissement des blocs arachés aux falaises et aux cordillères et par leur accumulation sous le contrôle de la pesenteur dans les zones de sédimentation. Dans les Carpates Méridionales la formation des olistoliths a été particulièrement influencée par les mouvements tectoniques post-autrichiens. Ainsi pendant les périodes très labiles se sont constitués les horizons d'olistoliths groupés, alors que pendant les périodes moins labiles se sont formés les olistoliths isolés.

Olistoliths groupés. Sous ce nom sont désignés les olistoliths qui par leur association ont constitué, dans différents niveaux stratigraphiques, des horizons dont la continuité dans l'espace est appréciable. Ces horizons sont constitués par des blocs de dimensions variables fournis tout spécialement par les calcaires jurassiques et éocrétacés. Dès que les blocs se détachent de leur place initiale ils s'entassent gravitationnellement dans un certain niveau constituant ainsi des mégabrèches ou des brèches à développement stratiforme dans le cadre des dépôts en voie de s'accumuler. Durant leur glissement les olistoliths de grandes dimensions, vu leur poids et volume considérables, peuvent enlever les sédiments plus fins préexistants et aboutissent parfois à reposer directement sur le soubassement qui peut être constitué par des dépôts identiques à ceux dont ils proviennent. On observe cette relation dans le niveau basal des olistoliths de la partie méridionale du sommet d'Arjana et du sommet de Cusmici, autant que chez les olistoliths localisés du côté droit de la vallée de la Cerna et chez ceux des rives des vallées de la Presacina et de la Bedina. Nous mentionnons que dans tous ces endroits les chercheurs antérieurs considéraient qu-il s'agissait soit de successions normales (S c h a f a r z i k, 1891—1897 ; C o d a r c e a, 1940), soit de contacts tectoniques (C o d a r c e a, 1940) dans le cadre des dépôts jurassiques-néocomiens.

Il y a des cas où les olistoliths groupés constituent des horizons superposés, séparés par de minces paquets d'argiles noires, largement affectées par la tectonique (Arjana, Cusmici, etc.) ; parfois ils se situent à la partie supérieure du subfaciès argileux, comme par exemple ceux de la vallée de la Iuta, de Cracul Popii, de Fîntîna Babii et des origines de la vallée de la Topla.

Au sud d'Arjana, une coupe transversale dans les dépôts de Wildflysch laisse voir trois horizons superposés d'olistoliths groupés (fig. 26) que nous présenterons ci-après.

Sur les grès quartzitiques aaléniens repose directement un premier horizon d'olistoliths (fig. 26) constitué par des blocs de calcaires gris, fins, à lentilles de silex, largement affectés par la tectonique. Les calcaires abondent en inclusions de grès argileux sous forme de poches ou de petites lentilles, et présentent à l'extérieur des traces prégnantes de frottement mécanique et par endroits des miroirs de frottement évidents, là où les calcaires sont couverts de pellicules argileuses noires ou

Institutul Geologic al României

verdâtres. Il est bien évident que les innombrables fissures qui apparaissent au moment du décollement et pendant le glissement des blocs, ont été comblées par des pélites néocrétacées qui vu les sollicitations mécaniques durant la sédimentation et celles tectoniques ultérieures ont été entassées dans des espaces limités et de formes variées et transfor-

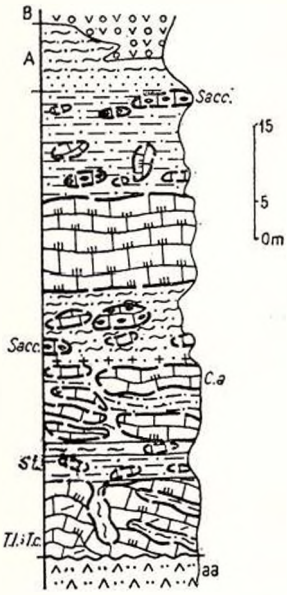


Fig. 26. — Aspects particuliers de la formation de Wildflysch du versant méridional du sommet d'Arjana : *A*, subfaciès argileux à olistoliths groupés, séparés par des horizons d'argiles à olistoliths isolés. *(Tl., Tintinnopsella longa : Tc., Tintinnopsella carpathica ; St., Stomiosphaera ; Ca., Calpionella alpina ; Sacc., Saccocoma)* ; *B*, subfaciès ophiolitique.

mées en lamines minces. Cet aspect caractérise partout les olistoliths constituant le premier indice qui les fait distinguer des calcaires du même âge réstés à leur endroit initial d'accumulation.

Vers la partie basale des blocs de la coupe mise en discussion (fig. 26) apparaissent : *Tintinnopsella carpatica* (M u r. et F i l.), *T. longa* (C o l o m.), *Calpionellites* sp., association qui caractérise l'Eocrétacé. La succession stratigraphique anormale (calcaires éocrétacés reposant sur des grès aaléniens) par rapport à celle connue ordinairement dans les dépôts du faciès de Presacina est assez évidente afin de conclure qu'il s'agit d'un bloc enterré dans les argiles du Wildflysch reposant sur les dépôts de l'Aalénien. Cette conclusion est également confirmée par le fait qu'en direction vers l'W, dans l'ensellement de La Lac, l'horizon des olistoliths groupés est substitué par le subfaciès des conglomérats brécheux qui repose en discordance sur les grès aaléniens des crêtes de Scămnel et de Boldul. Dans le Mont Arjana, où les affleurements permettent une bonne observation des relations établies entre les différents subfaciès de la formation de Wildflysch et son substratum immédiat, on a saisi des situations où le Crétacé supérieur débute par des olistoliths géants, fait qui a conduit à des modifications cartographiques notables (pl. I).

Institutul Geologic al României

Le premier horizon d'olistoliths supporte une brèche épaisse de 2—5 m constituée par des éléments de calcaires de dimensions réduites englobés dans un dépôt de marnocalcaires. Vers la partie supérieure prédominent les marnocalcaires gris-noirâtre alors que les blocs de calcaires gris, fins, à lentilles de silex sont plus rares, mais comportent des exemplaires de *Stomiosphaera* sp., genre fréquent toujours dans l'Éocrétacé. La brèche constitue un relief plus bas mettant en évidence de cette manière la limite d'entre l'horizon basal des olistoliths groupés et celui similaire qui suit.

Dans les 10 m suivants s'individualise un autre horizon d'olistoliths constitué de blocs de dimensions appréciables de calcaires gris, fins à lentilles de silex, séparés par de minces intercalations (1—15 cm) d'argiles schisteuses grises ou verdâtres. Les calcaires lités des blocs présentent un aspect tourmenté et les mêmes pellicules argileuses fines susmentionnées. À la partie supérieure du dernier bloc de calcaires nous avons identifié des exemplaires de *Calpionella alpina* L o r e n z fait qui indiquerait la présence du Tithonique supérieur-Berriasien en position géométrique supérieure par rapport à l'Éocrétacé signalé dans l'horizon inférieur des olistoliths.

Le second horizon des olistoliths groupés supporte 5—10 m de grès schisteux gris-noirâtre, pigmentés de feldspaths kaolinisés. Ceux-ci revêtent parfois un faciès plus tuffitique et en direction vers l'W passent aux conglomérats brécheux de la crête de Scămnel, ou aux tufs diabasiques des ophiolites localisés à l'E du sommet de Dosul Cerbului — ensellement de Prislop (Presacina). Sporadiquement ils comportent des blocs de calcaires lités éocrétacés, des blocs de calcaires noduleux à saccocomidae, voire des fragments d'ammonites remaniés des formations plus anciennes.

Le relief bas constitué par les grès schisteux noirs est surmonté par un nouveau horizon d'olistoliths groupés. L'affleurement laisse voir un bloc (12 m de diamètre) constitué de calcaires, montrant des bandes de silice interstratifiées — fréquents à sa partie basale et moins fréquents à sa partie supérieure — du même type que ceux oxfordiens. Suivent 10 m où les blocs de calcaires de différents types sont de plus en plus rares, à partir de la base vers la partie supérieure. Ils sont plus petits que celui de la base de l'horizon et sont répandus chaotiquement dans la masse des schistes gréseux avec laquelle ils constituent l'olistostrome des blocs gigantesques. Les derniers 4 m de l'horizon comportent un bloc de calcaires noduleux qui abondent en fragments de *Saccocoma* sp. ; nous avons donc de nouveau affaire au Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur indiqué par les résultats des investigations microfaciales effectuées dans un autre niveau stratigraphique.

Le relief bas qui suit est couvert. Cependant les fragments de schistes gréseux noirs à pigment feldspathique répandus sur la pente trahissent la présence du subfaciès psammitique qui passe progressivement au faciès ophiolitique surjacent, ou s'endente avec celui-ci dans le versant méridional de la crête de Boldul.

Institutul Geologic al României

De ce que nous venons d'exposer il s'ensuit que dans le cadre de chaque horizon d'olistoliths groupés apparaissent des blocs de calcaires plus ou moins gros, répandus chaotiquement et d'âges différents. L'étude microfaciale des blocs qui constituent le même horizon d'olistoliths groupés révèle en outre que le long d'une coupe continue la succession des blocs est constituée depuis ceux d'âge plus reculé vers ceux d'âge plus récent, alors qu'une autre coupe (voisine et parallèle) révèle que leur succession est de ceux plus récents vers ceux d'âge plus reculé. Il en résulte qu'il ne s'agit pas de répétitions tectoniques, mais de blocs glissés, dont quelques uns sont en leur position initiale et quelques autres renversés.

La représentation des olistoliths groupés par horizons cartographiques bien individualisés au sein desquels il y a des blocs de différents âges (étayés d'arguments paléontologiques) écarte toute possibilité de les attribuer au Jurassique-Éocrétacé in situ (Schafarzik, 1895 ; Codarcea, 1940), ou de les considérer des répétitions tectoniques sous forme d'écailles ou de nappes (Codarcea, 1940). En conséquence les arguments paléontologiques fournis par la coupe décrite renforcent en complétant l'image sur le caractère chaotique de la sédimentation au cours du Crétacé supérieur, signalée antérieurement dans la vallée de la Cerna (Năstăseanu, 1959) [16].

Nous attirons l'attention sur la fait que dans le cadre de l'horizon des olistoliths groupés nous n'avons pas cherché à établir l'âge de chaque bloc à part, fait par ailleurs impossible à réaliser, mais à indiquer, à partir de critères statistiques, le lithofaciès prédominant. De cette manière, aidé aussi par l'étude microfaciale, a résulté la prédominance du Jurassique supérieur-Néocomien sous faciès de Presacina (pl. I).

Olistoliths isolés. À cette catégorie reviennent les blocs de dimensions très variées, disposés chaotiquement dans les différents faciès du Wildflysch. À leur constitution peuvent participer une ou plusieurs formations et dans le dernier cas ils montrent une succession stratigraphique qui comporte plusieurs étages. Les olistoliths isolés apparaissent à des niveaux stratigraphiques diférents à cause du décollement au hasard des blocs au cours de la sédimentation du Wildflysch.

Dans l'aire de distribution de la formation du Wildflysch de la zone de Presacina il y a bon nombre d'olistoliths isolés dont la plupart sont consignés sur la carte. Ils sont disposés dans la vallée de la Topenia, à l'origine de la vallée du Naneşul, sur les versants des vallées de : Iuta, Ineleţ, Presacina, Bedina, Scotina, dans le graben de Cerna, au SW de Băile Herculane, dans la vallée de la Ciumîrna, à l'origine de la vallée de la Topla et à l'embouchure de la vallée de la Frăsincea.

En ce qui concerne les olistoliths qui renferment des formations plus anciennes que le Tithonique supérieur on a spécifié aussi le faciès auquel ils reviennent, car la présence des pyroclastites ou de quelques calcaires sont des indices sur le faciès de Feneş. Quant aux olis-

[16] Op. cit., point 3.

Institutul Geologic al României

toliths d'âge tithonique supérieur-néocomien ou n'est arrivé à y séparer que ceux sous faciès de Presacina de ceux sous faciès de Severin (pl. I) — le faciès de Feneș n'y étant plus saisissable si l'on tient compte des raisons susmentionnées.

Des olistoliths isolés de grandes dimensions nous retenons ceux qui ont donné de précieux renseignements pour compléter la colonne stratigraphique du Jurassique sous faciès de Feneș. L'olistolith d'Arjana-Biliana (fig. 22) repose sur des dépôts de subfaciès ophiolitique tel qu'il apparaît dans la coupe qui traverse le subfaciès argileux à olistoliths groupés dans la partie méridionale du sommet d'Arjana (fig. 26). Cet olistolith a été considéré (Codarcea, 1940) une klippe de rabotage de la nappe du flysch d'Arjana. Il y a des olistoliths dans les vallées de la Iuta (sommet Cozia, 1004 m) et de la Topla (le ruisseau Brădetul) rapportables, eux-aussi, au faciès de Feneș, mais ils ne supportent plus des couches d'Arjana. Fort probablement c'est là le motif qui a conduit Codarcea (1940) à les englober dans l'intervalle de Lias-Barrémien, sans aucune autre mention.

Subfaciès ophiolitique. Dans le synclinal d'Arjana le subfaciès argileux à olistoliths devient parfois plus gréseux et passe progressivement à des grès argileux noirs. Ceux-ci s'enrichissent en cinérites, passent à des tuffites, tufs et agglomérats avec apparitions de diabases, le tout constituant ainsi le subfaciès ophiolitique du Wildflysch. La liaison étroite entre les diabases et leurs produits cinéritiques est admirablement mise en évidence sur les flancs du sommet d'Arjana, dans le sommet de Boldul, sur les versants des affluents qui se trouvent à l'origine des vallées de la Topla et de la Ciumîrna, où les apparitions de diabases se trouvent au milieu même des cinérites.

C'est la difficulté de tracer une limite tranchante entre les subfaciès ci-dessus présentés et celui ophiolitique qui a probablement déterminé les chercheurs précédents à ne pas les séparer en tant qu'entités lithologiques indépendantes. Ils les ont attribués au complexe volcano-sédimentaire et les ont parallélisés (en ce qui concerne le lithofaciès et la position stratigraphique) au complexe similaire de Cornereva (Cracul Elișovii — sommet Cozia). Pour faire ces mises en parallèle les auteurs ont eu à surmonter quelques difficultés. Par exemple Schafarzik (1895) au sujet d'Arjana écrit : „En certaines relations avec ces dépôts marneux du Dogger sont représentés avec un aspect amigdaloïde, les tufs diabasiques qui se trouvent à leur partie supérieure (des dépôts du Dogger) et à la partie basale des calcaires du Malm". De cette citation se détache : l'incertitude sur les relations entre les tufs diabasiques d'Arjana et les dépôts sous-jacents (Dogger fossilifère) d'une part et la position inférieure des tufs par rapport aux calcaires du Malm (les calcaires mis en discussion étant en réalité des olistoliths du Wildflysch) d'autre part. En poursuivant les investigations dans la région de Cornereva, Schafarzik (1897) montre que les tufs diabasiques et les diabases de la vallée de la Topla et de la crête de Cozia reviendraient au Lias supérieur-Dogger tout en généralisant cet âge pour la zone dans son ensemble et en négligeant une remarque juste

Institutul Geologic al României

qu'il avait faite deux ans auparavant dans Arjana. Codarcea (1934) [17] saisissant quelques situations particulières, notamment que les ophiolites de la vallée de la Ciumîrna pourraient revenir à la formation de Flysch, s'est posé la question s'il n'est pas plus facile de résoudre ce problème en leur attribuant l'âge crétacé. Néanmoins il conclut que tant dans Arjana-Topla que dans le sommet de Cozia (Cornereva) existe la même série (Lias-Dogger) de roches effusives basiques avec leurs tufs, attribuables à la duplicature d'Arjana. Les quelques corps de diabases découverts dans la crête de Boldul et dans la vallée de la Ciumîrna, qui englobent des calcaires à calpionelles d'âge tithonique supérieur-néocomien, constituent les premiers arguments en faveur de l'âge crétacé des roches basiques d'Arjana (Năstăseanu, 1961) [18].

Les recherches ultérieures (Năstăseanu, 1967) apportèrent de nouveaux arguments en faveur de l'âge crétacé supérieur des ophiolites de la région d'Arjana ; en tenant compte de quelques similitudes lithofaciales on a accordé le même âge aussi aux ophiolites de Cornereva. La poursuite des recherches nous a permis de démontrer que dans la zone de Presacina la mise en place des ophiolites a eu lieu pendant deux étapes dont l'une au Jurassique, présentée au chapitre sur le Jurassique moyen et supérieur sous faciès de Feneş et l'autre au Crétacé supérieur pendant l'accumulation de la formation de Wildflysch.

Le subfaciès ophiolitique d'Arjana, dans l'acception actuelle, comporte les tufs et les agglomérats diabasiques séparés tels-quels sur la carte annexée (pl. I). Pour les délimiter on se heurte à des sérieuses difficultés quand il s'agit de faire une distinction entre les ophiolites plus anciennes (Jurassiques) enterrées dans la formation de Wildflysch et celles propres à cette formation, comme par exemple dans la crête de Boldul etc. On n'est arrivé à faire une séparation plus exacte que lorsqu'on a rattaché les ophiolites plus anciennes à la succession stratigraphique des olistoliths calcaires (Arjana-Biliana, Topla, etc.).

Age de la formation de Wildflysch. Le complexe inférieur du Crétacé supérieur de la zone de Presacina, avec ses multiples subfaciès, a soulevé et soulève encore toute une série de problèmes d'ordre stratigraphique. La présente étude outre une image nette sur la manière dont se sont accumulés ces dépôts, réalise la séparation des principaux types lithologiques et donne leur première répartition stratigraphique (fig. 25, 26).

L'âge de la formation de Wildflysch de la zone de Presacina ne saurait être précisé à partir d'arguments paléontologiques, mais il peut être apprécié par des corrélations avec des régions avoisinantes.

La zone de Coşuştea-Cerna, située à l'extérieur de l'autochtone danubien, nous a fourni quelques arguments paléontologiques pour l'âge des couches de Nadanova. Codarcea, Mercus (1959) signalent que les couches de Nadanova de la région de Coşuştea comportent deux ho-

[17] Op. cit. point 6.

[18] Arch. I.G.G., Bucarest.

Institutul Geologic al României

rizons. L'un inférieur marnocalcaire à intercalations de calcaires à accidents siliceux comportant *Neohibolites minimus* et *Ticinella roberti* attribuable à l'Albien et l'autre supérieur argileux schisteux à : *Rotalipora appeninica, R. cushmani* attribuable au Cénomanien. Dans la région des Monts Vîlcan on précise que les couches de Nadanova reposent sur différents termes plus anciens et sont représentées toujours par deux horizons, l'un inférieur marnocalcaire et l'autre supérieur argileux sous faciès de Wildflysch (Codarcea, Pop, 1965). L'horizon marnocalcaire comporte les espèces : *Rotalipora appeninica, R. cushmani, Preglobotruncana montsalvensis, P. dolrisensis* etc. et revient au Vraconien (?) — Cénomanien.

À Pecinişca (vallée du Satu) les couches de Nadanova ont livré (par desagrégation chimique) une association microfaunique qui a conduit Tocorjescu (1967) [19] à identifier *Rotalipora* sp. et *Globotruncana bicarinata* qui lui ont permis d'attribuer au Turonien supérieur les dépôts qui les abritent. L'association microfaunique a été prélevée de la partie basale (les premiers 5 m) des couches de Nadanova, c'est-à-dire immédiatement au dessus des calcaires urgoniens. La présence du Turonien supérieur à Pecinisca à la base même des couches de Nadanova montre le caractère transgressif de ces marnocalcaires.

Des données ci-dessus présentées il s'ensuit qu'à la partie externe de l'autochtone danubien l'horizon basale des couches de Nadanova est compris entre l'Albien et le Turonien supérieur. Donc l'horizon supérieur des couches de Nadanova sous faciès de Wildflysch est à coup sûr plus récent que le Turonien supérieur de Pecinişca.

Tenant compte de ces relations stratigraphiques et de l'évolution paléogéographique unitaire de l'aire de sédimentation de l'autochtone, on peut apprécier que l'âge des dépôts de Wildflysch des Monts Cerna est toujours post-turonien (sénonien). L'absence de l'horizon basal des couches de Nadanova dans la région des Monts Cerna vient d'une lacune de sédimentation.

Couches d'Arjana (complexe supérieur). Nous avons attribué aux couches d'Arjana les dépôts pséphito-psammitiques du massif d'Arjana, du sommet Cozia, de la crête Lacul Cerbului et de la vallée du Rîul Rece. On a donné à ces dépôts le nom de „Flysch d'Arjana" et on a considéré qu'ils chevauchent le Jurassique de la zone d'Arjana (Codarcea, 1940). À une autre occasion, nous rapportant à l'aspect des dépôts du sommet d'Arjana, où sont localisés des grès faiblement rythmiques, nous les avons attribués toujours au faciès de flysch, en soulignant cependant qu'ils sont en position autochtone (Năstăseanu, 1967). Étant donné que les éléments essentiels qui définissent le faciès de flysch (dépôts profonds à cycles rythmiques, surplissés) font défaut on a adopté à présent cette dénomination. De cette manière on a évité leur attribution au faciès de Wildflysch pour lequel les dépôts détritiques d'Arjana montrent quelques affinités, mais insuffisantes pour les attribuer à ce faciès.

[19] Maria Tocorjescu, 1967 — information verbale.

Institutul Geologic al României

Les couches d'Arjana sont représentées par des conglomérats, grès grossiers, grès calcaires et grès argileux, voire schisteux. Rarement on rencontre des intercalations centimétriques de marnes gréseuses grises (fig. 25).

Les conglomérats grossiers sont bien représentés à Cornereva, dans le sommet de Cozia, Vîrful Înalt, d'où ils se prolongent à travers la vallée du Rîul Rece dans la région de Feneș. Dans le sommet de Cozia l'on voit la position discordante des conglomérats sur le complexe volcano-sédimentaire du Jurassique sous faciès de Feneș. Les conglomérats débutent par un niveau (épais de 15—20 m) dépourvu de stratification évidente. À sa constitution participent des éléments très variés quant à l'âge, à la composition pétrographique et aux dimensions. Quelques mètres au dessus de la limite supérieure des tufs diabasiques rouges, en dessous de la cote 1454, apparaissent quelques mètres de conglomérats abondant en blocs et en éléments de calcaires, supportant un bloc de calcaires spathiques gris (faciès de Feneș) long de 4—5 m et haut de 2—3 m. Il est entouré par des blocs de calcaires gros de l'ordre des décimètres qui passent progressivement à des conglomérats à éléments de plus en plus petits et mieux roulés. Sur ce niveau repose une alternance formée de conglomérats grossiers, de conglomérats brécheux et de microconglomérats. Le trait distinctif est donné par la surabondance des calcaires fournis par les deux faciès de la zone de Presacina. Les roches basiques, les éléments de quartz et de grès y sont également présents. Dans le voisinage de la cote 1454 (sommet de Cozia) les conglomérats deviennent de plus en plus fins et passent à des grès avec stratification évidente. Montrant ces mêmes caractères et constituant un relief accusé, les couches d'Arjana se maintiennent depuis Vîrful Înalt jusu'à Rîul Rece.

Entre la vallée de la Frăsincea, affluent de la vallée de la Ramna et la vallée de la Nievra, affluent de la vallée de la Presacina, se développe une série de conglomérats grossiers à épisodes gréseux et argileux, lenticulaires, de grandes dimensions. Les éléments de calcaires sont de beaucoup plus gros et se présentent sous forme de blocs enterrés ça et là dans les sédiments de Wildflysch, tout comme les olistoliths isolés. Du reste, dans cette région les conglomérats grossiers reposent directement sur les dépôts de Wildflysch du synclinal d'Arjana. Dans la crête de Zoina et dans Cracul Popii il est très difficile de tracer la limite entre ces deux formations. Dans le massif d'Arjana-Cusmici les conglomérats sont menus (constitués presque exclusivement d'éléments de quartz) et comportent des blocs de calcaires de dimensions réduites. Ils passent progressivement vers la partie supérieure à des grès bien lités, totalisant une épaisseur de 100—150 m. Par ailleurs c'est l'épaisseur maximum des couches d'Arjana dans la région qui s'étend entre Cerna et Rîul Rece ; au N de cette région ils sont plus épais.

L'âge des couches d'Arjana est difficile de préciser. Il pourrait être crétacé supérieur voire paléogène (Codarcea, 1940 ; Năstăseanu, 1967). En faveur de l'âge crétacé supérieur plaide-

Institutul Geologic al României

rait le passage apparemment progressif de la formation de Wildflysch de la vallée de la Ciumîrna aux couches d'Arjana de Cracul Popii — vallée de la Topla. Il est difficile de tracer dans ce secteur la limite d'entre ces deux types de dépôts ; l'on constate qu'à un moment donné les argiles noires spécifiques de la formation de Wildflysch disparaissent et sont substituées par des grès grossiers qui englobent des blocs dont la composition lithologique est très variée, fait qui porterait à envisager que la sédimentation au Crétacé s'achève pendant la phase de colmatage du sillon. En conséquence nous avons considéré qu'avant d'obtenir des données paléontologiques plus précises il vaut mieux de maintenir l'âge crétacé supérieur pour les couches d'Arjana. Néanmoins nous soulignons que les couches d'Arjana représentent le plus récent terme de la sédimentation géosynclinale dans l'autochtone danubien, fait confirmé par la présence des éléments de roches remaniées fournies par toutes les formations plus anciennes, y compris les marnes rouges et vertes à „*Rosalina linnei*" (voir grès de Vîrciorova, etc., Codarcea, 1940).

NÉOZOÏQUE

NÉOGÈNE

Après l'achèvement de la sédimentation géosynclinale et la mise en place des nappes, suit une longue phase d'exondation et seulement après cette phase la sédimentation est reprise en conditions paléogéographiques nouvelles.

Dans la région qui a fait l'objet de nos études, les dépôts de la couverture post-tectonique n'apparaissent que sporadiquement et sont représentés généralement par des dépôts quaternaires. Fait exception la partie occidentale de la région comprise entre Mehadia et Rusca, où se développe une bande de dépôts néogènes bien représentés dans le couloir d'Orşova-Caransebeş.

En discordance sur les formations du domaine danubien, autant que sur celles du domaine gétique, reposent les dépôts, prédominants détritiques, du Néogène qui comportent des formations tortoniennes, sarmatiennes et probablement pannoniennes (Iliescu et al., 1957)[20].

Tortonien. Il est représenté par trois complexes : *(a)* inférieur, constitué par des conglomérats et des brèches grossières où prédominent parfois les éléments de calcaires fournis par les dépôts mésozoïques de la zone de Presacina ; *(b)* moyen, constitué par des marnes, argiles et sables à intercalations de lentilles de charbons bruns (Bolvaşniţa) et (*c*) supérieur, qui revêt un faciès sableux. Entre ces complexes il y a continuité de sédimentation et endentements de faciès, fait qui entrave d'apprécier leur épaisseur. Toutefois l'épaisseur des dépôts tortoniens de Bolvaşniţa, pris dans leur ensemble, peut être estimée à 200—400 m.

[20] Arch. I.G.G., Bucarest.

Institutul Geologic al României

La présence des couches à charbons dans le complexe moyen du Tortonien a conduit à des recherches plus approfondies, par forage, dans le secteur de Bolvaşniţa. À cette occasion ont été mis en évidence trois horizons productifs, chacun constitué par plusieurs couches (2—6) de charbons épaisses de 0,5 à 7 m, mais peu étendues, fait qui a conduit à considérer que les réserves exploitables sont insignifiantes.

Sarmatien. En continuité de sédimentation le dernier complexe du Tortonien est surmonté par une succession de dépôts (300—400 m) constitués de marnes, sables et graviers. La partie basale de ces dépôts comporte une riche faune caractéristique *(Ervilia podolica,* etc.) du Sarmatien inférieur, alors que leur partie supérieure comporte une faune probablement pontienne. Ces données pourraient conduire à mettre en discussion la présence du Pannonien aussi dans le secteur compris entre les vallées de la Bolvaşniţa et de la Belareca, et non pas seulement au N de cette dernière.

QUATERNAIRE

Les dépôts quaternaires occupent des surfaces très restreintes et sont localisés tout spécialement le long des vallées, sous forme de terrasses et d'alluvions. Parfois ils s'accumulent au débouché des torrents où ils constituent des cônes de déjection, ou au pied des pentes très inclinées y constituent d'immenses éboullements. Isolément, mais de plus grande ampleur, apparaissent dans la région aussi quelques glissements de terrain. Afin de réaliser une image des plus justes sur la stratigraphie et la structure des formations plus anciennes sur la carte annexée nous avons évité une représentation rigoureuse des dépôts quaternaires.

Nous considérons toutefois intéressant d'examiner de manière détaillée quelques éboulis de grande ampleur, engendrés par le décrochement et le glissement de quelques blocs immenses, provenus, dans la plupart des cas, des dépôts, tout spécialement calcaires, d'un relief énergique, et situés dans des zones largement affectées par la tectonique. Ces glissements sont dûs à des causes multiples et conjuguées entre elles. Parmi les plus intéressantes sont à mentionner : deséquilibre résulté de la fonte des glaciers, infiltration d'une grande quantité d'eau dans les zones intensément fissurées à cause des phénomènes tectoniques, certains mouvements en sens vertical de faible ampleur, tremblements de terre, etc.

Un glissement de ce genre s'observe sur la rive droite de la vallée de la Ciumîrna, immédiatement à l'E du village de Bogîltin. Ici depuis le versant de SE du sommet Sulița et jusqu'au sud de Fîntîna Babii s'observe la cicatrice hémi-circulaire de laquelle s'est décroché un bloc immense. À la constitution de ce bloc, qui a glissé sur des argiles éojurassiques jusqu'aux approches de Bogîltin, participent des dépôts mésozoïques écrasés, depuis les calcaires du Jurassique moyen jusqu'aux dépôts de Wildflysch du Crétacé supérieur. Au confluent des vallées de la Nievra et de la Presacina apparaît un autre bloc de calcaires jurassi-

Institutul Geologic al României

ques-crétacés, décollé probablement du sommet Piatra Încălecată et glissé sur des conglomérats de l'Éojurassique inférieur.

Toutefois c'est dans le graben de Cerna que se laissent voir les plus nombreux éboulis, engendrés par l'écroulement des blocs de dimensions remarquables décrochés des parois presque verticales qui longent les vallées. Les plus importants éboulis résultés sont ceux de la vallée de la Bedina et de la vallée du Drestenic, constitués de calcaires néojurassiques-éocrétacés, y compris couches de Iuta, et ceux situés au N de Pereții Medvedului constitués de calcaires urgoniens.

B) TECTONIQUE

Dans les Monts Cerna sont connues deux grandes unités tectoniques : l'autochtone danubien et la nappe gétique (M u r g o c i, 1905 ; C o d a r c e a, 1940). Outre ces unités nous y avons séparé le graben de Cerna en tant qu'élément tectonique majeur et indépendant, car il a été engendré après la phase paroxysmale en affectant l'autochtone autant que la nappe.

AUTOCHTONE DANUBIEN

Dans la zone de Presacina on a mis en évidence un ensemble de déformations caractéristiques des orogenèses alpines et pré-alpines. Les apparitions limitées des formations précambriennes et paléozoïques laissent voir des éléments tectoniques spécifiques qui ont influencé et déterminé en une large mesure le mode de déformation tectonique des formations mésozoïques. En conséquence, les éléments structuraux (plicatifs et disjonctifs) des Monts Cerna sont généralement orientés en direction N-S s'encadrant harmonieusement dans l'ensemble tectonique régional des Carpates Méridionales.

Vu la complexité du style tectonique l'autochtone des Monts Cerna peut être divisé en deux : le secteur de Cerna qui s'étend dans la vallée de la Cerna et le secteur de Belareca-Rîul Rece qui s'étend dans le bassin de ces vallées.

Secteur de Cerna

Le style tectonique du bassin de la vallée de la Cerna est caractérisé par des plis déversés vers l'E, affectés par des failles longitudinales inverses montrant un prononcé caractère de chevauchement de l'W à l'E.

Les principaux éléments structuraux identifiés dans le secteur de Cerna sont : l'anticlinal de Cerna, le synclinal de Cerna et l'anticlinal de Fîrțanu.

Anticlinal de Cerna. Le long de la vallée de la Cerna se développe un mégaanticlinal orienté NE-SW, mis en évidence par un noyau majeur granitique qui affleure à la suite de l'érosion profonde. Les appa-

Institutul Geologic al României

ritions de granite marquent le tracé de la zone axiale de l'anticlinal, entre Băile Herculane et l'embouchure de la vallée de la Iuta. Aux deux extrémités on constate le plongement vers le N et le S du granite, et en conséquence la disparition, en direction, de la structure.

Le flanc d'ouest de l'anticlinal de Cerna est affecté par de nombreuses failles parmi lesquelles les unes présentent une tendance évidente de chevauchement de l'ouest à l'est. Le flanc d'est est tombé dans le graben de Cerna et il est couvert par la formation de Wildflysch où on rencontre, de place en place, des olistoliths isolés ayant des dimensions considérables, comme ceux de Pereții Medvedului, de Căruna, de la Vallée de Scotina, de Cerimoșneacu et de Șapte Izvoare Calde. Tous ces olistoliths ont été considérés antérieurement (Codarcea, 1940 ; Codarcea, Năstăseanu, 1964 ; Năstăseanu, 1976), comme des successions in situ des dépôts mésozoïques du flanc d'est de l'anticlinal de Cerna. C'est dernièrement que j'ai constaté qu'ils sont des blocs enterrés dans les couches d'Arjana et dans la formation de Wildflysch du graben de Cerna.

Synclinal de Cerna. La rive droite de la vallée de la Cerna est occupée par un synclinal dont la largeur manque d'uniformité. En direction ce synclinal se maintient parallèlement à l'anticlinal de Cerna, et en conséquence ces deux structures ont un flanc commun. Le synclinal de Cerna est poursuivable depuis la vallée de la Topenia, où il est couvert par le cristallin gétique du lambeau de Godeanu, jusqu'à Băile Herculane. Vers le sud de cette localité et avant Pecinișca, le synclinal est complètement laminé entre le cristallin autochtone de la crête du Șeseminul et la faille occidentale du graben de Cerna.

L'importante largeur (5 km) du synclinal à l'extrémité septentrionale et son effilement brusque au sud de Piatra Galbenă viennent d'une part de la configuration paléogéographique initiale de la fosse de Presacina, plus étendue vers le N et restreinte vers le sud et d'autre part de la compétence tectonique inégale des formations des différents compartiments de la zone. On observe dans ce sens qu'au sud de Piatra Galbenă-sommet de Cicelovete le principal corps du granite de Cerna et parallèlement (vers l'W) le cristallin autochtone de la crête de Șeseminu sont de plus en plus développés. Il s'ensuit que les dépôts sédimentaires coïncés entre ces deux formations ont subi une compression progressive et inégale. Aussi y a-t-il soit des secteurs où la largeur du synclinal mesure 300—400 m (pl. II, coupe IX—IX′) et où sa présence n'est marquée que par les dépôts de comblement axial (de Wildflysch), soit des secteurs où l'on ne reconnaît qu'un reste du flanc oriental, représenté par des grès quartzitiques aaléniens (?) et des calcaires néojurassiques (pl. II, coupe X—X′), sur lequel suit, le long d'une faille, la même succession stratigraphique, mais appartenant à une autre structure (anticlinal de Fîrțanu). Vers le sud le synclinal de Cerna revient quelque peu à son contour normal, probablement à cause de l'affaissement du granite, fait qui a conduit au déclenchement des forces et implicitement à

Institutul Geologic al României

l'affaiblissement de la compression. Ainsi à Băile Herculane (pl. II, coupe XI—XI′) les flancs du synclinal sont-ils presque complets, notamment celui oriental débute par des calcaires gréseux et comporte tous les horizons conus au cours du Jurassique et du Crétacé inférieur sous faciès de Presacina alors que celui occidental est renversé (montrant les mêmes pendages vers l'W que celui oriental) et supporte, le long d'une faille, les conglomérats du Jurassique inférieur (subfaciès externe), revenant probablement au synclinal de Cicelovete.

La zone axiale du synclinal est représentée par les dépôts de Wildflysch qui sur le flanc occidental reposent en discordance sur les couches de Iuta, alors que sur le flanc oriental ils reposent souvent directement sur des calcaires néojurassiques. Dans le secteur compris entre Cracul cu Aburi et le Plateau de Coronini les dépôts de Wildflysch laissent voir fréquemment des olistoliths calcaires sous faciès de Presacina et des roches basiques in situ. Au sujet de cette région Codarcea (1940) signalait : „...il n'y a aucun doute que les lentilles isolées de calcaires enterrées dans le flysch sont des klippes tectoniques... et que probablement ensemble avec la bande de roches diabasiques (Herculane-Pecinişca) elles ne représentent que le prolongement vers le sud de la digitation d'Arjana". De cette citation se détache nettement que cet auteur attribue au Jurassique de la duplicature d'Arjana (Herculane) des formations qui à notre avis reviennent au Crétacé supérieur sous faciès de Wildflysch comme nous l'avons montré ci-dessus.

L'identification de la formation de Wildflysch — comportant des olistoliths et des roches basiques propres — dans les dépôts de comblement du synclinal de Cerna nous a conduit à une autre interprétation tectonique (pl. II, coupe XI—XI′), différente de celle acceptée jusqu'à l'époque dans la région de Herculane (Codarcea, 1940 ; Papiu et al., 1961).

Par contraste avec le secteur méridional, la partie septentrionale du synclinal de Cerna est de beaucoup plus étendue en surface et avec les flancs plus complets, bien que les complications tectoniques ne fassent pas défaut. À partir de Piatra Galbenă vers le N la zone axiale du synclinal s'élargit et de la sorte la formation de Wildflysch avec ses différents subfaciès est bien représentée. Toutefois on remarque une asymétrie du synclinal mise en évidence par le plongement prolongé du flanc oriental, faiblement incliné vers l'W, et par l'affaissement brusque, toujours vers l'W, de l'autre flanc, qui parfois est soit redressé verticalement (pl. II, coupe VI—VI′) soit complètement renversé (pl. II, coupe VII—VII′).

L'asymétrie des flancs et généralement l'aspect de la partie septentrionale du synclinal diffèrent de ceux de sa partie méridionale, faits qui trouvent une explication toujours dans le paléorelief pré-alpin et dans sa composition pétrographique. Le granite de l'anticlinal de Cerna affleure sur une surface restreinte dans l'ensemble de la zone située au N de la vallée de la Scotina, fait dû en une très large mesure à son affaissement lent vers le N. De la même manière le granite s'affaisse

Institutul Geologic al României

aussi vers l'W où il constitue le substratum sur lequel reposent directement les dépôts mésozoïques du flanc oriental du synclinal de Cerna. La preuve de l'affaissement très lent du granite vers l'W sont les boutonnières de dimensions réduites mises en évidence par l'érosion plus profonde le long de la vallée du Drestenic et tout spécialement de la vallée de la Presacina (pl. I). Dans cette dernière vallée le granite de Cerna apparaît dans deux boutonnières, l'une d'entre elles aboutissant jusqu'aux approches du flanc occidental redressé du synclinal. La présence du granite sur une si longue distance vers l'intérieur de la fosse de sédimentation et sa position surélevée par rapport au niveau des schistes cristallins (série de Neamțu) qui constituent le soubassement de la zone dans sa partie (interne) la plus profonde ont conduit à une compression inégale et différente quant au style tectonique des formations engagées dans le processus de plissement. En conséquence le flanc occidental dont le socle est formé par des roches moins compétentes, a été moins comprimé et a conduit vers l'W à une structure anticlinale renversée, alors que le flanc oriental dont le socle est formé par des granites à conduit soit à de faibles ondulations soit à des duplicatures dans les dépôts mésozoïques, dûs au glissement des calcaires massifs de leur soubassement et au laminage partiel ou intégral des horizons non-compétents.

Dans le flanc oriental du synclinal de Cerna les reprises tectoniques sont évidentes dans les agglomérats de calcaires de Piatra Galbenă, entre la vallée de la Bedina et la vallée du Drestenic et en face de Pereții Medvedului (pl. I). Connaissant bien ces relations Codarcea (1940) a considéré que les parois en calcaires constituent l'enracinement de la nappe de Cerna. L'Urgonien signalé (Năstăseanu, Stilla, 1964) dans les calcaires de la duplicature de Cerna (sommet Gripsu, etc.), notamment dans des dépôts où l'on considérait qu'il y a du Jurassique supérieur sous faciès de Cerna, soulève des doutes en ce qui concerne l'emplacement de la cicatrice de la nappe de Cerna. En même temps il a été démontré (Codarcea, Năstăseanu, 1964), par des études litho- et biofaciales que les dépôts calcaires de la rive droite de la Cerna reviennent au Jurassique et au Néocomien *(s.s.)* sous faciès de Presacina et qu'ils diffèrent quant à l'âge de ceux qui constituent la nappe de Cerna. En conséquence on ne pouvait plus accepter l'hypothèse suivant laquelle la rive droite de la Cerna serait le lieu de décollement de la nappe. Étant donné que la nappe de Cerna est une réalité et qu'elle a son origine quelque part vers l'W, nous avons considéré que son enracinement se situe sur la rive gauche de la Cerna, mais on ne peut plus le reconnaître à cause du système de dislocations plus récentes qui ont engendré le graben de Cerna (Năstăseanu, 1974) [21].

La „cicatrice" de la nappe de Cerna a été tracée (voir carte Codarcea, 1940) de telle manière sur la carte que l'on ne saurait la retenir ni au moins comme une ligne le long de laquelle la succession

[21] Arch. I.G.G., Bucarest.

Institutul Geologic al României

calcaire de la rive droite de la Cerna se répète. Quelques arguments étayent cette affirmation : on observe que la ligne qui marque la „cicatrice" (notée par „*g*" par Codarcea, 1940) à partir de la lame de granite du flanc occidental, traverse obliquement toutes les formations de l'anticlinal de Cerna, fait qui conduit à l'unification de quelques lignes tectoniques différentes et approximativement parallèles entre elles ; cette même ligne est enpointillée juste en dessous du niveau des microconglomérats ou de l'horizon basal des olistoliths du flanc oriental du synclinal de Cerna, donc le long du tracé de la limite qui indique la discordance d'entre les dépôts de Wildflysch et les formations plus anciennes (couches de Iuta).

Revenant à la zone axiale du synclinal de Cerna nous devons faire quelques précisions au sujet des dépôts du Crétacé supérieur. La présence de ces dépôts dans le bassin de la vallée de Cerna a été signalée pour la première fois par Codarcea (1940) qui a séparé le „Flysch" d'Arjana (allochtone) du „Flysch" de Mehedinți (autochtone), le dernier constituant le comblement du synclinal de Cerna. J'ai déjà signalé que sur les formations plus anciennes de la zone de Presacina repose en discordance une formation typique de Wildflysch qui supporte des couches d'Arjana et j'ai précisé que dans le synclinal de Cerna il n'y a que des dépôts de la première formation et que ce que l'on a considéré „Flysch" de Mehedinți ne représente que des épisodes microconglomératiques ou gréseux intercalés dans différents niveaux des argiles du Wildflysch. La séparation de la formation de Wildflysch, en lignes générales, et les épisodes gréso-conglomératiques, tout spécialement, d'autres formations (éojurassiques ou crétacées) dont la composition lithologique est similaire, est un problème difficile à résoudre. Fort heureusement je suis arrivé à trouver les critères à partir desquels une série de dépôts attribués antérieurement au Jurassique soient attribués au Crétacé supérieur. Par exemple les dépôts éojurassiques-barrémiens (Codarcea, 1940) situés à l'W du soit-disant enracinement de la nappe de Cerna (vallée de la Iuta) reviennent à-vrai-dire au Crétacé supérieur sous faciès de Wildflysch (fig. 15, 24) ; il en est de même des ophiolites considérées jurassiques (lambeaux de la nappe d'Arjana — Codarcea, 1940 — des origines de la vallée de la Iuta, sommet Cozia) qui reviennent à-vrai-dire au Wildflysch d'âge crétacé supérieur, une situation donc similaire à celle de Băile Herculane.

Anticlinal de Firțanu. Dans le faîte d'eau qui sépare le bassin de la vallée de la Cerna de celui de la vallée de la Belareca se dessine un anticlinal déversé, largement écrasé et laminé à sa partie méridionale. La terminaison périclinale septentrionale est bien dessinée dans la vallée de la Nievra, affluent de gauche de la vallée de la Presacina (pl. II, coupe VI—VI'). Dans cette région on observe comment les dépôts du Jurassique inférieur s'affaissent vers le NE et sont surmontés par des dépôts calcaires du Jurassique moyen et supérieur et ensuite par des dépôts du Crétacé supérieur, pour plonger finalement en dessous du cristallin gétique du lambeau de Godeanu. La partie orientale de la

Institutul Geologic al României

terminaison périclinale présente des pendages appréciables alors que celle occidentale est moins inclinée et présente une série d'ondulations secondaires et une reprise tectonique avant de constituer le flanc occidental du synclinal d'Arjana.

L'anticlinal de Fîrţanu est affecté dans la région axiale par une fracture, orientée NE-SW, le long de laquelle les dépôts du Jurassique inférieur du flanc occidental montrent une tendance de chevauchement vers l'E. Au sud de Piatra Galbenă il est difficile de l'identifier et on peut considérer que les apparitions de schistes cristallins des origines de la vallée de la Raina (pl. I) est le seul indice sur le prolongement vers le S de cet anticlinal. Par contre sa faille axiale se prolonge jusqu'à Băile Herculane, affectant parfois le flanc occidental du synclinal de Cerna, et le flanc oriental du synclinal Cicelovete, pour disparaître finalement dans la faille située à l'E du cristallin de la crête de Şeseminu.

Entre Piatra Galbenă et le sommet Fîrţanu le flanc oriental de l'anticlinal est bien représenté par des dépôts jurassiques qui plongent vers l'W. À l'origine de la vallée de la Scotina on remarque la répétition de quelques horizons — trois fois les grès quartzitiques, quatre fois les calcaires detritiques, trois fois les calcaires néojurassiques — fait qui représenterait une contorsion étroite du flanc et la formation de plis secondaires. Au N du sommet Fîrţanu le flanc revient au normal dans le sens qu'il ne présente qu'une seule succession inverse des dépôts mésozoïques. Entre la vallée de la Bedina et la vallée du Drestenic le flanc est décroché par deux failles transversales. Plus loin vers le N s'observe encore un décrochement, dans la vallée de la Presacina, et ensuite son plongement en dessous des dépôts de Wildflysch et de la nappe gétique (pl. II, coupe V—V′).

Le flanc occidental de l'anticlinal de Fîrţanu est représenté seulement dans sa partie septentrionale, où il présente de faibles pendages et supporte dans le sommet Piatra Încălecată une petite écaille dont le contour est celui d'un synclinal.

L'écaille de Piatra Încălecată est bien représentée entre la vallée de la Nievra et l'origine de la vallée de la Presacina. Il décrit un synclinal dont les flancs sont constitués de dépôts jurassiques et la zone axiale comblée de dépôts du Crétacé inférieur. Dans la vallée de la Nievra on observe comment sur les couches de Iuta (Barrémien — ? Aptien) du flanc occidental de l'anticlinal de Fîrţanu reposent : des grès quartzitiques (Aalénien), des calcaires détritiques et spatiques (Bajocien-Callovien), des calcaires à silicifications, des calcaires noduleux, des calcaires lithographiques (Jurassique supérieur) et des calcaires lités (Valanginien-Hauterivien) qui achèvent la succession. Cette même succession a été identifiée aussi sur le flanc occidental du synclinal, à la différence que les grès quartzitiques aaléniens y reposent sur des calcaires du Jurassique supérieur et sont couverts ensemble par des dépôts de Wildflysch. Il y a lieu de retenir la position transgressive du Wildflysch sur la succession des dépôts du flanc occidental de l'anticlinal de Fîrţanu autant que sur les dépôts du synclinal de Piatra Încălecată qui

Institutul Geologic al României

chevauchent les premiers car cette situation réfléchit et fixe un „moment" donné de l'orogenèse alpine.

Le synclinal de Cicelovete constitue une structure secondaire localisée à l'W de l'anticlinal de Fîrţanu. Vu sa position entre le cristallin de Şeseminu et la faille de Fîrţanu on devrait le considérer une annexe externe-méridionale du synclinal d'Arjana. Tenant compte toutefois du faciès que revêtent les dépôts du Jurassique inférieur (subfaciès externe) autant que de l'aspect tectonique compliqué, similaire à celui des structures du bassin de la Cerna, je l'envisage comme un plis secondaire suspendu sur le flanc oriental de l'anticlinal de Şeseminu.

Le synclinal est orienté NNE—SSW et il est interrompu par une faille transversale dans la partie septentrionale, alors que vers le sud il se redresse et y est érodé. Les flancs sont constitués de grès quartzitiques de type aalénien, qui vers le bas passent à des grès et à des conglomérats, dans la partie méridionale. Plus loin vers le S le long de la faille occidentale apparaissent encore deux lentilles de grès quartzitiques et de calcaires néojurassiques qui pourraient bien représenter des restes du flanc oriental. Les lentilles reposent sur des conglomérats éojurassiques et sur des conglomérats permiens qui chevauchent légèrement, par l'intermédiaire de la faille de Fîrţanu, le synclinal de Cerna juste dans le secteur où celui-ci est représenté seulement par les dépôts de comblement axial. Dans le secteur du sommet de Cicelovete les flancs du synclinal sont assez symétriques, montrant de faibles pendages en sens contraire et comportant tous les horizons caractéristiques du Jurassique moyen et supérieur sous faciès de Presacina. La zone axiale est constituée de calcaires lités du Valanginien-Hauterivien.

Secteur de Belareca-Rîul Rece

Au premier abord la carte nous surprend mais nous allons voir qu'il n'est pas difficile d'expliquer la distinction entre le style tectonique des formations des bassins des vallées de la Belareca et du Rîul Rece et celui des formations de la vallée de la Cerna. Immédiatement à l'W de la crête de Fîrţanu-Şeseminu on remarque un relâchement général dans la structure, la plupart des plis étant larges et avec des flancs faiblement inclinés. Ce phénomène s'explique d'une part par la profondeur de beaucoup plus grande de la fosse — dont dérive normalement une plus grande épaisseur des différents horizons lithologiques de la couverture sédimentaire — et d'autre part l'absence des corps massifs de granite dans le soubassement, fait qui conduit à une différence de compétence, de beaucoup inférieure à celle du secteur de Cerna, entre les formations du socle et celles de la couverture. Cependant les exceptions ne manquent pas car on y trouve aussi des plis serrés (sommet d'Ostreşu — vallée de la Ramna) et des failles inverses montrant une tendance de chevauchement (faille de Sevastru). Quant aux structures majeures on a identifié : le synclinal d'Arjana, l'anticlinal de Şeseminu-Cornereva, le synclinal de Mehadia-Ohaba, l'anticlinal de Globurău-Banda, le synclinal de Cotul Românului et l'anticlinal de Rîul Rece.

Institutul Geologic al României

Synclinal d'Arjana. À l'W de la terminaison périclinale septentrionale de l'anticlinal de Fîrţanu se développe un large synclinal symétrique sous forme d'un cercle presque complet contournant le sommet d'Arjana et interrompu seulement au N du sommet de Cusmici où il est surmonté par le cristallin du lambeau de Godeanu. Au beau milieu de la structure affleurent les couches d'Arjana reposant sur la formation de Wildflysch avec laquelle elles constituent ensemble le remplissage d'âge crétacé supérieur de la zone axiale. Les dépôts de Wildflysch constituent une bande continue et sinueuse autour du massif d'Arjana, bien marquée par les horizons des olistoliths grapés. La transgression des dépôts du Crétacé supérieur y est bien mise en évidence par le débordement des dépôts de Wildflysch sur les différents horizons du Jurassique et du Crétacé inférieur. La limite entre les formations du Crétacé supérieur et les formations plus anciennes est également soulignée par une discordance mise en évidence par le faible pendage (10—25°) des dépôts du Néocrétacé et par celui plus accusé (30—65°) des dépôts plus anciens.

Le flanc oriental du synclinal d'Arjana, dans le secteur qui s'étende entre la vallée de la Nievra et les origines de la vallée de la Presacina est représenté par des dépôts jurassiques et éocrétacés — respectivement par les mêmes dépôts qui constituent la partie de NW de l'anticlinal de Fîrţanu — surmontés en discordance par des dépôts néocrétacés. Depuis les origines de la vallée de la Presacina jusque dans la faille de Ciumîrna le flanc du synclinal n'est constitué que de dépôts du Jurassique inférieur qui supportent directement des dépôts néocrétacés. Dans ce secteur on observe comment sur les grès quartzitiques (aaléniens) reposent directement de gros blocs de calcaires néojurasiques qui constituent un premier niveau d'olistoliths groupés. Celui-ci est surmonté par des argiles gréseuses noires (0,50—10 m) et à nouveau par des blocs de calcaires propres au Néojurassique et à l'Éocrétacé sous faciès de Presacina constituant le second niveau d'olistoliths groupés. En continuation se développent des argiles noires, parfois en liaison directe avec celles mentionnées entre les horizons d'olistoliths ou avec celles qui reposent directement sur les dépôts de l'écaille de Piatra Încălecată, constituant ensemble la formation de Wildflysch. Cette formation laisse voir un affleurement de roches basiques qui constituent un mammelon de dimensions réduites au sud du sommet de Cusmici, dans le voisinage immédiat de la route qui conduit à Prislop. Les argiles noires supportent les microconglomérats et les grès des couches d'Arjana localisés dans la crête de Cusmici et s'affaissent ensamble vers le N en dessous de cristallin du lambeau de Godeanu. Au NE du sommet de Cusmici les couches d'Arjana englobent un petit bloc (1 m) de calcaires rougeâtres revenant au Jurassique sous faciès de Feneş.

Le flanc oriental du synclinal d'Arjana est considérablement compliqué dans l'interfluve qui s'étend entre la vallée de la Presacina et la vallée de la Bedina, vu la superposition de quelques écailles (ou d'olistoliths) qui se chevauchent successivement de l'W à l'E. Sur le cours supérieur de la vallée du Drestenic, depuis la faille de Fîrţanu

Institutul Geologic al României

vers l'W, la succession normale du flanc oriental est la suivante : Jurassique inférieur (conglomérats basaux, couches de Bogîltin, couches d'Ohaba et couches de Ciumîrna), Jurassique moyen (calcaires détritiques, spathiques, grès calcaires à concrétions ellipsoïdales, etc.), Jurassique supérieur (calcaires à silex et calcaires fins à calpionelles) et Crétacé supérieur (argiles noires du Wildflysch). Poursuivant la coupe plus loin on constate que le flanc normal est chevauché par une première écaille qui débute par des grès quartzitiques (aaléniens) et continue par une succession complète de roches carbonatées décrites antérieurement. Suit une autre écaille — reposant directement sur les dépôts de Wildflysch de l'écaille précedente — constituée de calcaires du Jurassique supérieur et d'argiles du Wildflysch. Celle-ci est chevauchée par une dernière écaille qui débute par les mêmes grès quartzitiques, étant cependant plus complète car elle présente une succession continue jusqu'aux calcaires lités de l'Éocrétacé et ensuite supporte en discordance le Néocrétacé constitué par des dépôts de Wildflysch (argiles noires à olistoliths — faciès de Presacina — à la partie basale, subfaciès ophiolitique et olistoliths de Feneș — de la partie inférieure des couches d'Arjana). Les écailles susmentionnées sont interrompues, en direction, par des failles qui les délimitent au N et au S.

Le flanc du synclinal revient au normal dans la vallée de la Bedina, si bien qu'à l'W de la faille de Fîrțanu sur une surface restreinte affleurent des grès rouges permiens qui plongent vers l'W en dessous des conglomérats basaux transgressifs du Jurassique inférieur. Ces derniers se développent considérablement en amont de cet affleurement où ils supportent le reste du Jurassique supérieur, bien représenté. Suivent les calcaires détritiques du Jurassique moyen — partiellement érodés — qui supportent transgressivement le Néocrétacé avec la même constitution lithologique et stratigraphique que celle décrite sur la rive gauche de la vallée de la Bedina.

Depuis la crête de Biliana et jusqu-au sommet La Lac se dessine la terminaison périclinale méridionale du synclinal d'Arjana. Dans ce secteur, à cause de l'érosion intense et des faibles pendages des couches, chaque ruisseau qui descend du sommet d'Arjana vers la vallée de la Bolvașnița met en évidence l'axe d'une faible ondulation positive constituée par les formations du Jurassique inférieur qui affleurent le long des lits mineurs de ces vallées. Les interfluves qui s'étendent entre ces ruisseaux décrivent des ondulations négatives comportant des dépôts de Wildflysch dans la zone axiale, tel ceux des crêtes de Biliana et de Znamănu. Les ondulations secondaires sont marquées par des axes en forme de rayons qui convergent vers le sommet d'Arjana.

La petite cuvette de Poiana Lungă (fig. 8) constituée uniquement de dépôts éojurassiques, ou celle du sommet La Lac qui comporte dans l'axe des dépôts du Jurassique supérieur, représentent elles-aussi des ondulations superficielles.

La plus complète succession de dépôts de la partie méridionale du synclinal d'Arjana est localisée dans le versant oriental de la crête

Institutul Geologic al României

de Znamănu.Les dépôts du Jurassique inférieur y sont surmontés en continuité de sédimentation par tous les horizons connus jusqu'au Valanginien-Hauterivien y compris. Suit en discordance le Crétacé supérieur comportant des dépôts de Wildflysch. Entre la crête de Znamănu et le sommet La Lac les dépôts de Wildflysch reposent directement sur des grès quartzitiques aaléniens et portent à reconnaître les subfaciès déjà signalés (fig. 22, 26). La succession s'achève par les couches d'Arjana.

Le flanc occidental du synclinal d'Arjana présente le même aspect effiloché dû à la formation de Wildflysch, qui avance largement vers l'W, dans les crêtes de Scămnel, de Boldul et de Cracul Popii, par rapport aux dépôts jurassiques qui avancent largement vers l'E, le long des vallées. De cette manière prennent naissance une série de plis secondaires, mis bien en évidence tout spécialement dans les dépôts de pré-Wildflysch localisés dans les vallées de la Ciumîrna et de la Topla. Dans le secteur orienté NW-SE de la vallée de la Ciumîrna le synclinal est divisé en deux compartiments par la faille transversale de Ciumîrna que nous présenterons ci-après. Sous cet aspect on pourrait considérer que nous sommes en présence de deux synclinaux principaux (Arjana et Cusmici) longeant la faille de Ciumîrna, mais l'aspect cartographique unitaire des dépôts du Crétacé supérieur écarte une pareille interprétation.

La faille de Ciumîrna apparaît nettement dans les gorges de Ciumîrna (rive droite) où les grès quartzitiques aaléniens sont brusquement interrompus par une ligne verticale orientée approximativement NW-SE. Au NE de cette faille apparaissent les brèches conglomératiques et les olistoliths groupés de la partie basale de la formation de Wildflysch. Le contact tectonique est bien marqué dans la morphologie du terrain par deux parois verticales érigées vis-à-vis l'une de l'autre à une distance de seulement 40 cm, si bien qu'elles constituent deux corniches parallèles dont l'une constituée de grès et l'autre de calcaires avec des brèches à la partie basale. Vers le SE les grès aaléniens supportent les calcaires du Jurassique moyen qui prennent directement contact avec les dépôts de Wildflysch (fig. 9). Ensuite la succession jurassique est complétée jusqu'au calcaires noduleux (Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur) et prend contact, le long de la même ligne verticale, avec le niveau d'olistoliths basaux, qui dans cet endroit ne comporte plus à sa partie inférieure la brèche susmentionnée (fig. 13). Étant donné que morphologiquement le tracé de la faille n'y est plus observable et que le niveau d'olistoliths situé au NE de la faille est constitué de calcaires lités, les chercheurs antérieurs ont été probablement portés à considérer que les dépôts jurassiques et éocrétacés constituent une succession continue et normale (depuis les grès quartzitiques aux calcaires lités) dans l'ensemble de la région d'Arjana. Cependant la présence de la faille est confirmée par l'effilement progressif vers le SE de tous les horizons susmentionnés car, dans le lit de la vallée de la Ciumîrna — là où le sentier commence à monter sur la rive droite vers Presacina — on aboutit à déchiffrer à nouveau un

Institutul Geologic al României

contact direct entre les grès aaléniens et les dépôts de Wildflysch. La faille traverse le synclinal d'Arjana dans l'ensellement de Prislop où elle n'est plus évidente, care elle n'affecte que des dépôts de Wildflysch. Toutefois dès que l'on arrive dans le bassin de la vallée de la Presacina elle est à nouveau évidente. Sur la rive gauche de la vallée de la Presacina on remarque comment une série d'écailles du flanc oriental du synclinal d'Arjana sont tranchées et leurs extrémités septentrionales interceptent des dépôts liasiques (couches d'Ohaba). Ensuite la faille disparaît assez rapidement dans les dépôts liasiques de la structure située à l'E (anticlinal de Fîrţanu).

Aux approches du sommet de Sulița, la faille de Ciumîrna s'incurve vers le N-NE et elle est décrochée vers l'E par une petite faille orientée NE-SW sur la rive gauche de la vallée de la Topla. De cette manière la faille s'oriente du sud au nord et limite à l'E l'anticlinal déversé d'Ostreşu. Le tracé de la faille de Ciumîrna dans le secteur du sommet de Sulița — sommet d'Ostreşu (est de Furca Obiții) correspond à la ligne figurée par Codarcea (1940) pour représenter la base de la nappe d'Arjana dans le secteur de Cornereva.

Dans le secteur récemment identifié de la faille de Ciumîrna (à l'E du sommet de Sulița) on remarque un rejet horizontal autant que vertical des deux compartiments susmentionnés. Le compartiment méridional est surélevé et déplacé vers l'E, alors que le compartiment septentrional est ennoyé, fait mis en évidence tout spécialement au niveau des formations du Jurassique-Néocomien.

À coup sûr la faille de Ciumîrna est antérieure à l'accumulation de la formation de Wildflysch, engendrée donc pendant la phase autrichienne, mais elle a été faiblement reprise après l'accumulation des couches d'Arjana, probablement pendant la phase laramienne.

Anticlinal de Ciumîrna. Dans la vallée de la Ciumîrna l'érosion intense à mis à jour les grès quartzitiques aaléniens sur une assez large distance. Ceux-ci supportent les calcaires détritiques et les grès calcaires à concrétions ellipsoïdales (bajociens-bathoniens) affleurant admirablement de part et d'autre de la vallée. Se dessine ainsi une structure anticlinale orientée NW-SE, dont le flanc de SW supporte en discordance la formation de Wildflysch de la crête de Boldul. Le flanc de NE affecté par la faille de Ciumîrna présente localement une succession plus complète, du Jurassique au Crétacé inférieur (Valanginien-Hauterivien).

Synclinal de Fîntîna Babii. Au NE de la faille de Ciumîrna se developpe la formation de Wildflysch du synclinal secondaire de Fîntîna Babii-Cracul Popii (pl. II, coupe V—V'). On remarque que les dépôts de Wildflysch (moins plissés) du synclinal de Fîntîna Babii couvrent en discordance le Jurassique inférieur sous faciès de Feneş (plissements de beaucoup plus serrés) des structures redressées presque verticalement des origines de la vallée de la Topla.

Le flanc occidental du synclinal majeur d'Arjana, dans le secteur situé au NW de la faille de Ciumîrna, est reconnaissable seulement si l'on tient compte de la distribution des dépôts du Crétacé supérieur du

Institutul Geologic al României

sommet de Cusmici et du bassin de la vallée de la Ramna, poursuivables sans interruption jusque dans la vallée de la Frăsincea. Dans cette vallée n'aboutissent que les dépôts de Wildflysch, car les couches d'Arjana disparaissent avant, étant chevauchées progressivement par le cristallin gétique du lambeau de Godeanu.

Considérations sur la structure du massif d'Arjana. Des données présentées ci-dessus il s'ensuit que le mégasynclinal d'Arjana est un élément structural autochtone constitué par des formations sédimentaires propres à la zone de Presacina. Cette nouvelle image — sur la structure du massif d'Arjana — remplace l'ancienne conception suivant laquelle ici était localisé le corps principal de la nappe d'Arjana (Codarcea, 1940 ; Năstăseanu, 1969 [22] ; Stănoiu, 1973).

La nappe d'Arjana a été envisagée dans une première interprétation comme une duplicature des dépôts sédimentaires autochtones, montrant deux ou trois digitations, provenue du flanc occidental de la zone de Sirinia et reposant sur les calcaires en plaquettes hauteriviens, voire sur les marnes barrémiennes de la zone de Presacina. Quant à la représentation cartographique de la zone d'Arjana on remarque une ligne de chevauchement principale, tracée à la partie basale de la série ophiolitique et une autre ligne de chevauchement tracée à la base du flysch d'Arjana. Au sujet des calcaires d'Arjana et de Biliana on précise qu'ils représentent des klippes de rabotage de la nappe du flysch de la région de Cîrşia Ielovei (zone de Sirinia) entraînés par la nappe gétique dans son avancée vers les Monts Cerna (Codarcea, 1940). Stănoiu (1973) a repris intégralement cette interprétation et l'a complétée dans le sens que la nappe d'Arjana reposerait également sur les formations de l'unité de Mehedinţi-Retezat (= zone de Coşuştea-Cerna).

Au cours de mes investigations j'ai tenté moi aussi de donner une interprétation dans le sens de l'existence de la nappe d'Arjana, sans doute adaptée au nouveau schéma stratigraphique. Ainsi j'ai considéré en position de nappe, charriée sur les dépôts de Wildflysch, seulement les klippes de calcaires et les ophiolites associées revenant au Jurassique volcano-sédimentaire sous faciès de Feneş. En ce qui concerne le flysch d'Arjana je l'ai considéré transgressif (Năstăseanu, 1969) [22]. Mais à la suite d'études plus détaillées j'ai constaté que l'extrémité occidentale des klippes d'Arjana est constituée d'un „mélange" de blocs de calcaires sous faciès de Feneş, soudés entre eux par un liant gréseux verdâtre montrant la même composition pétrographique que le liant qui réunit les blocs de calcaires qui constituent les horizons d'olistoliths groupés de la formation de Wildflysch. En conséquence nous avons été porté à conclure que les klippes de calcaires d'Arjana-Biliana sont toujours des olistoliths, car elles sont bordées par une olistostrome propre, similaire à celle qui entoure tous les olistoliths de la zone, indépendamment de la catégorie à laquelle ils reviennent (groupés ou isolés).

En ce qui concerne la première interprétation donnée à la nappe d'Arjana, les observations détaillées effectuées dans le synclinal d'Arjana

[22] Arch. I.G.G., Bucarest.

Institutul Geologic al României

ont révélé que là où l'on considérait qu'il y a une succession normale et continue — depuis les grès quartzitiques aaléniens jusqu'aux calcaires en plaquettes hauteriviens, tels ceux de la crête de Scămnel, de la vallée de Ciumîrna etc. — il y a en réalité une importante lacune de sédimentation, car les grès quartzitiques (aaléniens) sont surmontés en discordance par des dépôts de Wildflysch (crétacé supérieur). On a également démontré que la plupart des dépôts attribués au Néocomien sont en réalité des horizons d'olistoliths groupés — qui englobent des blocs d'âges différents (fig. 26) — séparés par des argiles noires revenant toujours à la formation de Wildflysch. En pareilles circonstances il n'est pas justifié de tracer la principale ligne de la nappe d'Arjana au-dessus du dernier niveau d'olistoliths groupés, c'est-à-dire là où débute le subfaciès ophiolitique de la même formation, celle de Wildflysch. La preuve que la ligne de la nappe d'Arjana a été tracée de cette manière nous l'avons dans Cracul Popii (à Fîntîna Babii) où tous les olistoliths (isolés) de calcaires sous faciès de Presacina ou de Feneş sont englobés dans la série ophiolitique (voir la carte de Codarcea, 1940). De cette manière le plan de charriage de la nappe d'Arjana partagerait arbitrairement et approximativement en deux les dépôts de Wildflysch. Partant, le subfaciès pséphitique et les horizons d'olistoliths groupés du subfaciès argileux reviendraient plus loin à l'autochtone, alors que la partie supérieure du subfaciès argileux — comportant de nombreux blocs isolés de calcaires jurassiques-néocomiens (faciès de Presacina et de Feneş) ou des blocs de roches ophiolitiques jurassiques — et constamment le subfaciès ophiolitique reviendraient à la nappe d'Arjana. À la lumière des données stratigraphiques ci-dessus présentées cette interprétation tectonique n'est plus justifiée. Du reste, une ligne à la partie basale des ophiolites, considérées en lignes générales, nous porterait à attribuer, dans le cadre de la „nappe" des roches basiques d'âges différents (ophiolites jurassiques et crétacés) uniquement au Jurassique.

Reste encore à discuter la position en nappe du „Flysch d'Arjana" et des klippes de rabotage d'Arjana-Biliana. Au sujet des klippes il n'y a plus grand chose à dire, car nous avons signalé qu'elles sont des blocs enterrés dans les sédiments et qu'elles proviennent de la région de Feneş, où la formation volcano-sédimentaire se trouve in situ. Pour démontrer qu'elles ne reviennent pas à la zone de Sirinia il suffit de signaler que nulle part dans cette zone n'est connu un faciès volcano-sédimentaire dans le Jurassique. Il est exclu de considérer les couches d'Arjana allochtones car elles reposent en discordance directement sur différents termes du Jurassique sous faciès de Feneş (voir crête de Cozia 1449 m, Vîrful Înalt, Lacul Cerbului, vallée du Rîul Rece). Dans ce dernier cas on constate que dans les couches d'Arjana apparaissent largement remaniés des éléments des formations sous-jacentes, mis en évidence par l'abondance des pyroclastites basiques et des calcaires roulés, provenus de la formation volcano-sédimentaire qui n'est propre qu'à la zone de Presacina. Dans la rive droite du Rîul Rece (Fruntea Cristianului — sommet Socoii) les conglomérats des couches d'Arjana

Institutul Geologic al României

(respectivement le „Flysch de Feneş", selon Codarcea, 1940) comportent des blocs gigantesques — des milliers de m^3 — de calcaires sous faciès de Feneş. Autour de ces blocs se développent de véritables olistostromes, constitués d'éléments variés quant aux dimensions, mais provenant du même type de calcaires.

Cette composition des couches d'Arjana — complètement différente de celle des conglomérats du Crétacé supérieur de la zone de Sirinia — constitue le principal argument qui s'oppose à l'interprétation en nappe du „Flysch d'Arjana et de Feneş".

Anticlinal de Şeseminu-Cornereva. La seconde mégastructure de l'anticlinal de la zone de Presacina, comparable quant à l'ampleur à l'anticlinal de Cerna, est orientée N-S. Elle est mise en évidence par les affleurements du soubassement, respectivement par la série de Neamţu. Le soubassement précambrien représente les restes d'un ancien horst qui a été recouvert par des dépôts paléozoïques supérieurs-mésozoïques et ensuite entraînés ensemble avec ceux-ci pendant l'orogenèse alpine, si bien qu'il longe à présent la zone axiale de la structure. Dans la plupart des cas les affleurements du soubassement sont délimités vers l'W autant que vers l'E, par des dislocations importantes qui initialement avaient marqué les bords de l'horst. Vu la reprise de ces dislocations pendant différents stades de leur évolution elles aboutissent à affecter aussi des dépôts plus récents. À l'E on remarque la faille de Şeseminu-Bogîltin et à l'W la faille de Mehadia-Cornereva.

La faille de Şeseminu-Bogîltin est une ligne tectonique orientée S-N mise en évidence dans l'ensemble de la zone depuis la vallée de la Cerna jusque dans la vallée du Rîul Rece. Dans le secteur méridional elle est de manière évidente inclinée vers l'W et montre un plan presque vertical dans le secteur médian. Elle s'amortit au N de Bogîltin dans les dépôts jurassiques, si bien qu'au N de la Camena Seacă on peut à peine la reconnaître.

La faille de Mehadia-Cornereva parallèle à celle précédente est située sur l'autre flanc de l'anticlinal de Şeseminu-Cornereva, où l'on peut la reconnaître aisément dans plusieurs endroits : à Mehadia dans Valea Mare, dans la vallée de la Bolvaşniţa et tout spécialement à Bogîltin et à Cornereva (pl. I).

Compte tenu de quelques caractéristiques locales de la structure autant que de leur présentation systématique nous avons distingué quelques segments que nous présenterons de sud vers le nord.

Le segment de Belareca-Bolvaşniţa est caractérisé par une large zone axiale — à la constitution de laquelle participent les schistes cristallins de la série de Neamţu qui supportent des lambeaux de dimensions réduites de dépôts permiens épargnés par l'érosion et par quelques flancs inégalement développés.

Le flanc oriental est complètement laminé dans la partie méridionale, où la série de Neamţu prend contact tectonique avec les dépôts sédimentaires du secteur de Cerna par l'intermédiaire de la faille de Şeseminu-Bogîltin. Le long de cette faille, vers le sud, s'effilent le synclinal de Cicelovete, l'anticlinal de Fîrţanu et le synclinal de Cerna. On

Institutul Geologic al României

y observe en même temps que la série de Neamţu tend à chevaucher les dépôts des structures susmentionnées. Dans la partie septentrionale du segment le flanc est marqué par des dépôts permiens et la faille de Şeseminu se maintient en direction vers le N — à la limite entre le cristallin et les dépôts sédimentaires — jusqu'aux approches de la vallée du Velicidol où elle est interrompue et décrochée vers l'W par une faille transversale qui interrompt brusquement aussi la série de Neamţu. En réalité il s'agit de la même faille qui interrompt le développement vers le N du synclinal de Cicelovete.

Le flanc occidental se dessine mieux, vu la présence des dépôts permiens tout le long du segment, entre la vallée de la Belareca et la vallée du Velicidol, reposant en discordance sur la série de Neamţu. Ajoutons en outre que dans la Valea Mare et dans la vallée de la Belareca (à Mehadia) apparaissent aussi des dépôts éojurassiques dans le comblement d'un plis secondaire.

L'extrémité méridionale du synclinal de Valea Mare ne comporte que les conglomérats basaux du Jurassique inférieur reposant en discordance sur la série de Neamţu de la rive droite de la vallée de la Belareca (pl. I, pl. II, coupe IX—IX'). Dans la Valea Mare le synclinal est représenté par les deux flancs — constitués de dépôts permiens — néanmoins celui occidental apparaît sporadiquement fait imputable à la faille de Mehadia-Cornereva. Vers le N cette structure est complètement laminée, tout comme la plupart des dépôts permiens du flanc occidental.

Le segment de Velicidol-Valea lui Petru constitué de dépôts sédimentaires et des formations cristallophylliennes n'affleure que sur des surfaces restreintes entre les deux failles longitudinales, fait qui met davantage en évidence l'aspect de horst que présente l'anticlinal dans cette région (pl. I). Au N du confluent de la vallée de la Bolvaşniţa et de la vallée du Velicidol des dépôts permiens couvrent la série de Neamţu, excepté une petite boutonnière (pl. II, coupe VII—VII') et supportent même des conglomérats éojurassiques. Toutefois à l'origine de Valea lui Petru, entre les deux failles n'affleure que la série de Neamţu (pl. II, coupe VI—VI') dont l'expansion en surface vers le N apparaît à nouveau.

Le segment de Bogîltin-Cornereva présente, en direction, des ondulations secondaires de la série de Neamţu, le flanc occidental complètement laminé et un affaissement progressif vers le N.

Dans la vallée de la Ciumîrna (à Bogîltin) la série de Neamţu est à nouveau bien développée et encadrée par les deux failles, mais immédiatement au N de cette vallée elle est recouverte par une mince couverture de dépôts permiens. Un torrent la met à jour dans une petite boutonnière, où elle est suivie de dépôts permiens, et puis jusque dans la vallée de la Belareca (à Cornereva) elle est largement développée, constituant le noyau de l'anticlinal.

Le flanc occidental est complètement laminé et à Cornereva la série de Neamţu prend directement contact avec les dépôts éojurassiques du synclinal d'Ohaba.

Institutul Geologic al României

Le flanc oriental se laisse voir dans la vallée de la Curecea où en discordance sur la série de Neamțu reposent des dépôts permiens qui supportent à leur tour, toujours en discordance, des dépôts éojurassiques, eux interrompus par la faille de Șeseminu-Bogîltin. Il y a lieu de remarquer que cette faille bien dessinée jusque dans la vallée de la Ciumîrna se déplace vers l'E et coupe obliquement les formations du flanc oriental, fait qui nous entrave de l'identifier plus loin. Toutefois l'affleurement des conglomérats rouges dans la vallée de la Belareca — immédiatement en aval du confluent des vallées de la Ramna et de la Topla — et le laminage de la terminaison périclinale septentrionale de l'anticlinal d'Ostreșu, dans la vallée de la Camena Seacă, sont des indices sur le prolongement de la faille vers le N.

Au N de Cornereva, dans la colline de Cucuiata, on observe l'affaissement de la série de Neamțu en dessous des dépôts du Permien et du Jurassique inférieur, où s'ébauche aussi la terminaison périclinale de la mégastructure. En conséquence la terminaison périclinale septentrionale se réalise par le passage vers des dépôts pliensbachiens-toarciens, représentés tout spécialement par les couches de Bogîltin, ensuite par les couches d'Ohaba et enfin — au N de Furca Obiții — par le passage au faciès de Feneș du Jurassique inférieur.

Sous cet aspect la structure se maintient entre les deux dislocations, jusque dans la vallée du Rîul Rece.

À l'est de la faille de Șeseminu-Bogîltin, dans la région située au N de la vallée de la Ciumîrna, on distingue une série de plis de plus faible ampleur, constituant des ondulations secondaires sur le flanc oriental de l'anticlinal de Șeseminu-Cornereva dont : l'anticlinal d'Ostreșu, l'anticlinal de Poiana Lungă et le synclinal de Cozia-Vîrful Înalt.

L'anticlinal d'Ostreșu est une structure déversée vers l'E, dont le flanc occidental est complètement laminé et celui oriental développé normalement. La structure s'étend depuis la vallée de la Ciumîrna — où nous avons signalé qu'elle plonge en dessous des dépôts de Wildflysch du flanc oriental du synclinal d'Arjana — jusque dans la vallée de la Camena Seacă où elle est interrompue par la faille de Ciumîrna. Au N de la vallée de la Belareca, l'axe du plis est constitué par les couches de Bogîltin qui sont recouvertes par les grès quartzitiques aaléniens et s'affaissent ensemble en dessous des calcaires du Jurassique moyen et supérieur du sommet d'Ostreșu. Vers le sud il s'effile le long de la faille de Șeseminu-Bogîltin avant d'aboutir dans la vallée de la Belareca.

Le flanc oriental montre la succession la plus complète dans la rive droite de la vallée de la Ramna, constituée par des passages progressifs entre les différents termes depuis les grès quartzitiques aaléniens jusqu'aux marnocalcaires (couches de Iuta) barrémiens-aptiens (?). Cette succession est poursuivable depuis en aval de Camena Seacă jusque dans le voisinage du confluent des vallées de la Ramna et de la Topla. Vers le sud la succession ci-dessus s'effile le long de la faille de Ciumîrna, et alors les couches de Bogîltin de l'anticlinal d'Ostreșu prennent directement contact avec les argiles éojurassiques du faciès

Institutul Geologic al României

de Feneș de l'anticlinal de Poiana Lungă. Immédiatement au sud de la vallée de la Topla apparaissent à nouveau les grès quartzitiques aaléniens et progressivement tous les termes jusqu'aux calcaires lités valanginiens-hauteriviens, si bien que dans le sommet de Sulița le flanc de l'anticlinal acquiert une épaisseur normale. Immédiatement au sud de ce sommet une faille transversale interrompt le flanc et le fait déplacer vers le SW dans la vallée de la Ciumîrna, où, fait déjà signalé, il est partiellement laminé et prend contact tectonique avec la formation de Wildflysch située au NE de la faille de Ciumîrna.

Au sujet de la faille de Ciumîrna, dans le secteur situé au N du sommet de Sulița, nous rappelons qu'elle a été représentée comme le plan de charriage de la nappe d'Arjana (C o d a r c e a, 1940). Des données ci-dessus il s'ensuit pourtant que la faille mise en discussion est une ligne presque verticale, montrant une tendance de chevauchement de l'W à l'E seulement dans l'extrémité septentrionale (vallée de la Ramna, vallée de la Camena).

L'anticlinal de Poiana Lungă est mis en évidence par les conglomérats basaux du Jurassique inférieur qui affleurent dans une boutonnière de dimensions réduites dans la rive gauche de la vallée de la Ramna.

L'axe du plis est bien marqué vers le sud par les grès grossiers feldspathiques et par les argiles noires du Pliensbachien-Toarcien sous faciès de Feneș qui dans la vallée de la Zoina présentent des pendages importants, contraires, et vers le S plongent en dessous de la formation de Wildflysch faiblement plisée dans le synclinal d'Arjana.

Le flanc occidental de l'anticlinal s'effile le long de la faille de Ciumîrna, sous le plan de laquelle disparaît également la partie septentrionale de la zone axiale. Le flanc oriental est bien représenté dans les vallées de la Studina et de la Zoina, par des dépôts éojurassiques qui décrivent des plis secondaires serrés et traversés par de nombreaux dykes de roches basiques. Au N de la vallée de la Frăsincea le flanc oriental est couvert par la nappe gétique — d'en dessous de laquelle affleure du Wildflysch dans la vallée de la Camena Mare — et plus loin il est complété par la succession des dépôts volcano-sédimentaires de la crête de Cozia.

Le synclinal de Cozia est marqué par l'affaissement vers l'E des dépôts volcano-sédimentaires de la crête de Cozia et par la large distribution des couches d'Arjana dans Vîrful Înalt-Rîul Rece qui, elles-aussi, plongent vers l'E en dessous de la nappe gétique.

Le synclinal d'Ohaba-Mehadia est une structure orientée NS, située à l'W de la faille de Mehadia-Cornereva et présente partant le flanc oriental affaissé et partiellement laminé. La structure dans son ensemble s'affaisse du S au N mais présente aussi une surélevation médiane dans la région de Globurău, responsable de la constitution de deux segments dont l'un méridional et l'autre septentrional, à caractères propres.

Le segment méridional se développe au sud de la faille transversale située dans la colline de Dumbrava étant en une large mesure

Institutul Geologic al României

masqué par les dépôts néogènes post-tectoniques de Mehadia-Globurău ; pour cause la zone axiale du synclinal n'est pas visible (pl. I).

Le flanc oriental montre de bons affleurements dans la colline de Dumbrava et dans Valea lui Petru (fig. 6). Il est constitué par les deux horizons du Jurassique inférieur sous faciès de Presacina (subfaciès interne). Cependant vers le sud il s'effile progressivement le long de la faille de Mehadia-Cornereva jusqu'à disparition complète. Aussi les couches de Ciumîrna et d'Ohaba du flanc occidental du synclinal prennent-elles directement contact avec les dépôts permiens, voire avec ceux éojurassiques inférieurs du plis voisin — le synclinal de Valea Mare (pl. I, pl. II, coupe X—X').

Le flanc occidental n'apparaît que très peu à Mehadia d'en dessous des dépôts néogènes. Il est représenté par des argiles noires pliensbachiennes-toarciennes (couches d'Ohaba) et par des grès quartzitiques aaléniens (couches de Ciumîrna). Dans la vallée du Sfîrdinu les couches d'Ohaba sont bien représentées et elles se prolongent vers le S, mais une série de complications tectoniques surviennent et alors il est difficile de définir la limite occidentale du synclinal de Mehadia-Ohaba. Selon toute vraisemblance la succession homocline de la vallée du Sfîrdinu, constituée de dépôts permiens et éojurassiques, à pendages vers l'E, revient à un autre compartiment tectonique.

Le segment septentrional du synclinal offre une image de beaucoup plus nette, que celui méridional. Au nord de la faille transversale de Dumbrava on observe que les couches de Bogîltin constituent le comblement du synclinal et qu'elles sont flanquées vers l'W, et en moindre mesure vers l'E, par les conglomérats de l'horizon inférieur du Jurassique inférieur. Dans la vallée de la Belareca et de la Ohaba se sont les couches d'Ohaba qui marquent la zone axiale du synclinal, mais seulement jusqu'aux approches de Cleanțul Preluchii car plus loin elles sont substituées par les dépôts du faciès de Feneș, qui sont surmontés par les couches d'Arjana de Lacul Cerbului. Les couches d'Arjana, reposent à-vrai-dire, tant sur le flanc occidental du synclinal d'Ohaba que sur l'anticlinal qui lui fait suite immédiatement à l'W (pl. II, coupe I—I'), renforçant ainsi la position discordante des dépôts du Crétacé supérieur sur les dépôts plus anciens et à la fois la dysharmonie entre les plis autrichiens et ceux laramiens.

Le flanc oriental du synclinal s'effile et plonge tout le long de son parcours, par contre celui occidental est bien représenté et trahit une tendance de redressement normal du soubassement cristallin qui constituait la bordure occidentale de la zone de sédimentation (pl. II, coupe VI—VI').

L'anticlinal de Globurău-Banda est la dernière structure dans l'axe de laquelle affleurent des formations du Précambrien supérieur revenant à la série de Neamțu. Cette série est brusquement interrompue au sud de la faille de Dumbrava, alors que vers le N elle plonge normalement en dessous des conglomérats basaux du Jurassique inférieur qui supportent à leur tour le reste des dépôts éojurassiques (couches de Bogîltin et couches d'Ohaba) constituant ainsi vers l'E le flanc de l'an-

Institutul Geologic al României

ticlinal (respectivement le flanc occidental du synclinal d'Ohaba). Dans les gorges de la vallée de la Belareca la série de Neamţu, qui y laisse voir des apophyses de granite de type Cerna, prend contact tectonique le long de la faille de Sevastru, avec la série de Corbu (située à l'W) qui revient à un autre compartiment tectonique. La terminaison périclinale septentrionale de l'anticlinal plonge rapidement vers le N et s'effile progressivement si bien que dans le bassin de la vallée du Nezughim les dépôts jurassiques du flanc occidental du synclinal d'Ohaba prennent contact tectonique avec la série de Corbu, le long de la même faille (Sevastru). Ces relations persistent jusqu'à la faille transversale qui décroche la dislocation de Sevastru vers l'W, vers Poiana Ceicovii. Au N de cette faille transversale on rencontre à nouveau l'axe de l'anticlinal, dans la vallée de la Banda, constitué par les conglomérats du Jurassique inférieur. Le flanc oriental de l'anticlinal de la vallée de la Banda est constitué par les couches de Bogîltin et les couches d'Ohaba. Il supporte sporadiquement vers le N les dépôts de la formation volcano-sédimentaire et plonge en dessous des couches d'Arjana de Lacul Cerbului. Le flanc occidental de l'anticlinal s'effile le long d'une faille directionnelle (faille de Preluca) si bien que les conglomérats hettangiens-sinémuriens de la vallée de la Banda et de Cleanţul Preluchii prennent contact tectonique avec les argiles noires de type couches de Bogîltin et Ohaba (Pliensbachien-Toarcien) qui reviennent au synclinal de Iarba Moale, situé à l'W.

Le synclinal de Iarba Moale est limité à l'E par la faille de Preluca et à l'W par la faille de Sevastru. Son flanc oriental est complètement laminé. Celui occidental, redressé presque verticalement et déversé quelque peu vers l'E, est représenté par une bande étroite de conglomérats éojurassiques, légèrement chevauchés par les formations paléozoïques situées à l'W de la faille de Sevastru.

Dans l'extrémité méridionale du synclinal apparaissent les couches d'Arjana qui faisaient jadis corps commun avec celles de Lacul Cerbului. Elles gagnent de l'ampleur en surface sur la rive droite de la vallée du Rîul Rece, dans le sommet de Socoi et dans Fruntea Cristianului, où elles comportent d'immenses blocs de calcaires (faciès de Feneş) et de roches basiques jurassiques, fait qui a conduit Codarcea (1940) à les attribuer à la nappe du flysch du Crétacé supérieur. Nous avons signalé les raisons pour lesquelles on ne peut plus argumenter en faveur de la nappe du flysch. Nous nous contentons de mentionner que sur la rive droite du Rîul Rece se trouve la coupe la plus éloquente au sujet de la position des klippes englobées dans les calcaires jurassiques (faciès de Feneş) des couches d'Arjana.

La faille de Sevastru représente un élément tectonique particulièrement intéressant, parce qu'elle sépare le soubassement cristallin en deux compartiments : l'un oriental où n'apparaît que la série de Neamţu et l'autre occidental où n'apparaît que la série de Corbu. Toutefois jusqu'à présent elle n'a été signalée que partiellement (Răileanu et al.,

Institutul Geologic al României

1957) [23]. Le point de départ pour dépister cette fracture a été la coupe de Sevastru. On y observe que les conglomérats basaux du Jurassique inférieur, à pendages de 85° vers l'W, prennent contact avec la formation de Rîul Rece (Dévonien) qui elle-aussi plonge vers l'W (pl. I). Au N de la vallée du Sevastru entre la formation de Rîul Rece et les conglomérats éojurassiques s'interpose une zone de schistes cristallins représentés tout spécialement par des phyllites vertes qui reviennent à la série de Corbu. Bien que le contact entre la formation de Rîul Rece et la série de Corbu soit de nature tectonique, j'ai considéré que le tracé de la faille de Sevastru est celui indiqué par la limite entre la bande de conglomérats éojurassiques et la série de Corbu, étant donné que les conglomérats du flanc occidental déversé du synclinal de Iarba Moale se prolongent sur la rive droite du Rîul Rece, où les relations sont toujours tectoniques.

La faille de Sevastru est également évidente dans le versant oriental du sommet de Vîrful Cernei, où l'on observe l'effilement progressif vers le S des formations paléozoïques autant que leur tendance de chevaucher les conglomérats basaux de l'Éojurassique du flanc occidental du synclinal de Iarba Moale (pl. I). Au sud de Poiana Ceicovii la faille est décrochée vers l'E étant poursuivable jusqu'à Globurău où elle est masquée par des dépôts néogènes. Nous sommes tentés de supposer que cette même ligne est rencontrée dans la vallée du Globu où les dépôts permiens du compartiment occidental prennent directement contact avec les couches d'Ohaba de Rîpa Neagră, et qu'elle pourrait être également dépistée dans la vallée du Sfîrdinu voire vers le sud où elle séparerait, tout comme dans la vallée de la Belareca (gorges du Globu) un compartiment oriental (synclinal de Mehadia) à soubassement constitué par la série de Neamțu, d'un compartiment occidental (synclinal de Sfîrdinu) à soubassement constitué par la série de Corbu.

Le synclinal de Cotul Românului — Dealul Cernei se développe á l'W de la faille de Sevastru, entre Globurău et Poiana Ceicovii où il est constitué par des dépôts permiens et hettangiens-sinémuriens. Le synclinal est largement érodé fait qui a provoqué sa fragmentation en quelques cuvettes entre lesquelles apparaît le soubassement représenté par la série de Corbu. Les flancs orientaux de ces cuvettes sont plus complets alors que ceux occidentaux sont souvent représentés seulement par des conglomérats basaux du Jurassique inférieur reposant en discordance sur la série de Corbu.

L'anticlinal de Rîul Rece est situé dans l'extrémité de NW de la région, dans la vallée du Rîul Rece. Il est constitué par un reste d'une structure hercynienne (pré-sudète), orientée généralement NNE-SSW et recouverte en discordance par la molasse hercynienne ou par des formations mésozoïques. Il est difficile d'établir l'extension initiale, préalpine, de cette structure vu les raisons suivantes : prolongement du flanc oriental en dessous du plan de la faille de Sevastru, disparition

[23] Arch. I.G.G., Bucarest.

Institutul Geologic al României

vers le N de cette structure par plongement en dessous des dépôts mésozoïques de la région de Feneș et son interruption vers le sud par le redressement tectonique de la région au sud de Poiana Ceicovii.

Dans la vallée du Rîul Rece (fig. 3) l'érosion profonde a bien mis à jour le flanc occidental où l'on observe : les phyllites vertes de la série de Corbu (Cambrien), les argilites de la formation de Rîul Rece (Dévonien), les calcaires d'Ideg (Tournaisien), les argiles de Sevastru (Viséen ?), les agglomérats rouges (Permien) et les conglomérats à éléments de quartz blanc (Éojurassique). Le contact entre la série de Corbu et la formation de Rîul Rece est de nature tectonique et pour cause le soubassement cristallin de la vallée du Rîul Rece n'apparaît plus comme un noyau normal de l'anticlinal, comme il a été considéré antérieurement (C o d a r c e a, 1940). En tant qu'éléments tectoniques caractéristiques du flanc occidental nous mentionnons : la discordance angulaire entre les formations dévoniennes-viséennes (montrant de faibles pendages) et les dépôts permiens (montrant des pendages accusés) ; la discordance angulaire entre les dépôts permiens et ceux du Jurassique inférieur sous faciès de Feneș (à faibles pendages) ; le plan de chevauchement du cristalin gétique.

NAPPE GÉTIQUE

Les formations de la zone de Presacina dans les Monts Cerna sont recouvertes par des lambeaux de la nappe gétique notamment le lambeau de Godeanu et les petits lambeaux du graben de Cerna — signalés par M u r g o c i (1905) et confirmés ultérieurement par tous les chercheurs ayant eu pour objet d'études cette région. Les lambeaux de recouvrement sont constitués par des métamorphites telles : paragneiss micacés, gneiss quartzo-feldspatiques, amphibolites, lentilles de roches carbonatées etc., caractéristiques de la série de Sebeș-Lotru (Précambrien supérieur).

Le charriage gétique est évident tout spécialement dans la vallée de la Frăsincea, dans le sommet de Iuții-Arjana, dans la vallée de la Topla et dans la vallée de la Cerna, où la série de Sebeș-Lotru surmonte, suivant un plan subhorizontal, parfois déformé, les formations du Crétacé supérieur (pl. II, coupe V—V′). Au contact entre les métamorphites de la nappe et les dépôts sédimentaires de l'autochtone des vallées de la Frăsincea et de la Topenia apparaissent des mylonites signalées antérieurement (G h e r a s i, 1937) aussi dans d'autres régions de la nappe gétique.

La coupe de la vallée de la Frăsincea laisse voir directement le plan de charriage entre le gétique et l'autochtone. D'en dessous des formations cristallines apparaissent des dépôts de Wildflysch, représentés par 5—6 m d'argiles noires, mylonitisées, englobant quelques blocs de calcaires gris affectés par des diaclases (couches de Sinaia), qui reposent sur des schistes argilo-gréseux noirs pigmentés de taches blanches kaolineuses du Lias moyen-supérieur sous faciès de Feneș. La présence des blocs sous faciès des couches de Sinaia immédiatement en

Institutul Geologic al României

dessous de la nappe gétique a conduit R ă i l e a n u (1965)[24] à les considérer des lambeaux de la nappe de Severin. Cependant cette interprétation n'a pas été confirmée, car en direction vers le sud les argiles noires se prolongent dans la bande de dépôts de Wildflysch du synclinal d'Arjana et pareils blocs provenus de la nappe de Severin et englobés dans la formation de Wildflysch sont connus aussi dans d'autres secteurs de la zone de Presacina (ex : vallée de la Topenia et tout spécialement graben de Cerna, où l'on présumait également la présence de la nappe de Severin — C o d a r c e a, 1940).

Dans une étude récente (1975) B e r c i a a aporté une série d'arguments nouveaux en faveur de la nappe gétique et l'a considérée une nappe de II^{e} ordre, avec un mécanisme complexe, principalement de cisaillement subséquent, accompagné dans l'autochtone par des surplissements.

En ce qui concerne le charriage gétique C o d a r c e a (1940) a préconisé l'existence de deux „moments" paroxysmaux dont l'un pendant l'Albien et l'autre pendant l'anté-Campanien. En partant de la prémise que ces „moments" ont été provoqués par certains phases de diastrophisme C o d a r c e a et al. (1961) ont souligné l'importance de la phase autrichienne pendant l'Albien et de la phase gétique qui a conduit à la mise en place du cristallin gétique sur des formations du Crétacé supérieur. Me rapportant ultérieurement aux deux phases de diastrophisme j'ai montré que :

(1) la phase autrichienne a joué un rôle plus important dans la tectonique plicative, engendrant une série de plis importants dont quelques uns avec rôle fonctionnel dans l'accumulation de la formation de Wildflysch sur l'autochtone ;

(2) la phase laramienne (phase „Gétique") a provoqué, pendant un moment de culmination, l'avancée de la nappe gétique sur des dépôts sédimentaires de la zone de Presacina, parachevant l'évolution du géosynclinal alpin (N ă s t ă s e a n u, 1967).

Les implications importantes et le rôle joué par la phase laramienne dans la structure des Carpates Méridionales saisis il y a longtemps, ont été signalés ces derniers temps aussi par P o p (1973, p. 137).

GRABEN DE CERNA

L'extrémité orientale de la zone de Presacina trahit une intense activité tectonique disjonctive récente — postérieure à la nappe gétique — mise en évidence dans le bien connu graben de la vallée de la Cerna (C o d a r c e a, 1940 ; C o d a r c e a et al., 1961 ; C o d a r c e a et al., 1967). Il y a quelques années, je montrais que le graben de Cerna est placé sur le flanc oriental de l'anticlinal de Cerna, et qu'il est affecté par deux failles majeurs entre lesquelles se trouve effondré

[24] G. R ă i l e a n u (1965) — information verbale.

Institutul Geologic al României

le Crétacé supérieur, recouvert parfois par des lambeaux du cristallin gétique (Năstăseanu, 1970)[25].

Le long des lignes de faible résistance (éventuellement des failles plus anciennes reprises), parallèles à l'axe du mégaanticlinal de Cerna et orientées NE-SW a eu lieu un rejet vertical dont l'ampleur varie de 500 à 1000 m.

Il est plus facile de délimiter le graben dans la partie orientale, entre Pecinişca et Vîrful lui Stan, où la paroi en calcaires urgoniens — à la partie basale de laquelle sont localisés des dépôts du Crétacé supérieur — marque aussi la morphologie du tracé de la faille orientale. Cependant il n'est pas tout aussi facile d'établir le tracé de la principale faille occidentale, car elle longe le lit mineur de la vallée de la Cerna qui est généralement couvert par des dépôts quaternaires. Généralement le graben est peu large (100—500 m) et il y a quelques endroits vers le N où il est même très restreint.

La faille occidentale est plus profonde (une ligne crustale, probablement anté-autrichienne) et elle a rempli un rôle important dès le Crétacé supérieur, quand elle a favorisé l'asscension des magmas basiques vers l'aire de sédimentation de la formation de Wildflysch. La présence des roches éruptives à Herculane (pl. II) et vers le S (Pecinişca) atteste en une large mesure les affirmations ci-dessus.

La faille orientale, assez évidente entre Pecinişca et Virful lui Stan, s'amortit partiellement vers le N et le S, mais elle est encore évidente à Cazane et le long du Jiul de Vest.

Bien que ces failles ne fussent pas représentées sur les cartes géologiques antérieures, elles ont été indiquées avec une précision absolue dans les coupes géologiques rédigées par Codarcea (1940). Il y a cependant des études récentes où elles sont interprétées de manières différentes sans que les auteurs respectifs aient apporté au préalable des arguments justificateurs. Ainsi Stănoiu (1973) considère faille occidentale du graben de Cerna la ligne qui sépare le cristallin autochtone de la crête de Şeseminu, des dépôts sédimentaires de la zone de Presacina. À l'avis de cet auteur il en résulterait que la plupart des structures de la vallée de la Cerna (synclinal de Cicelovete, anticlinal de Fîrţanu, synclinal de Cerna et anticlinal de Cerna) et les affleurements avec des granites reviendraient au graben. Or c'est justement le granite de Cerna qui représente le principal repère pour tracer la faille occidentale et pour apprécier le rejet qui se laisse voir dans les dépôts du Crétacé supérieur, situé immédiatement à l'E, dans le compartiment affaissé. La faille orientale laisse voir elle aussi une autre distribution — dans le segment situé au N de Vîrful lui Stan, la faille est placée entre les calcaires urgoniens et les granites — bien que Codarcea (1940) l'ait figuré de beaucoup plus à l'W et que Bercia (1975) ait présumé que les calcaires sont transgressifs sur le granite. À l'avis de ce même auteur le graben de Cerna disparaît au N de Băile Herculane et au sud du Danube. Nous avons déjà montré le tracé

[25] Arch. I.G.G., Bucarest.

Institutul Geologic al României

du graben au N (du reste son contour est tracé et il est interprété dans les annexes de cette étude — pl. I et II, coupes de V—V′ à XI—XI′). Vers le sud le prolongement du graben est suggéré de manière évidente sur les cartes yougoslaves. Ainsi à l'E de la vallée de la Porecka apparaît le cristallin gétique effondré entre les mêmes failles qu'à Cazane ; à l'W il longe le cristallin autochtone avec les dépôts sédimentaires de Donj Milanović (prolongement vers le S de la zone de Sirinia-Presacina), alors qu'à l'E se développent les formations du massif de Miroč (prolongement vers le S de la zone de Cerna-Coşuştea). Ces relations viennent à l'encontre de l'interprétation susmentionnée, autant que de l'affirmation suivant laquelle la soit-disant nappe de „Cerna-Tarcu" se continuerait au S de Danube, où le cristallin de Poreč chevauche le synclinal situé à l'W de l'anticlinal de Miroč (Stănoiu, 1973). L'utilisation du terme de „cristallin de Poreč" conduit à une double confusion : *a)* englober dans la même unité les métamorphites gétiques et danubiennes ; *(b)* changer deux lignes majeures différentes quant à l'âge et au mécanisme de formation (nappe gétique et faille orientale du graben de Cerna) contre une ligne imaginaire, celle de la „nappe de Cerna-Ţarcu". De cette manière on a complètement négligé la ligne orientale du graben figurée sur les cartes yougoslaves dans la vallée de la Porecka où la faille sépare les micaschistes de la nappe gétique des schistes verts et des calcaires à Archaeociatidae (Andjelković et al., 1967) de l'autochtone danubien.

À partir d'arguments obtenus dans la région située au N de la vallée de la Topenia, Bercia (1975) considère que l'alignement tectonique de la vallée de la Cerna est à vrai-dire un important décrochement qui se prolonge aussi dans les Balkans. L'auteur signale que le système de Cerna est orienté NE-SW et représente des failles de II^{e} ordre, à rejet latéral vers la droite, fait qui, à son avis, donnerait une solution à certains problèmes essentiels sur la manière dont les formations sont distribuées dans les Carpates Méridionales. En ce qui concerne le prolongement vers le S du graben de Cerna nous avons montré ci-dessus (pour le territoire de la Yougoslavie) les arguments qui nous conduisent à abonder dans le même sens.

Au sujet de la présence de la nappe de Severin dans le graben de Cerna, signalée par Codarcea (1940), je dois montrer qu'il y a réellement bon nombre de blocs de roches sous faciès de Severin, mais ils sont enterrés dans les dépôts de Wildflysch, fait que nous avons signalé aussi dans d'autres secteurs de la zone de Presacina.

V. EVOLUTION GÉOLOGIQUE DES MONTS CERNA DANS LA STRUCTURE GÉNÉRALE DU DOMAINE DANUBIEN

À la suite de l'étude détaillée que nous avons faite sur les Monts Cerna et tenant compte du stade des connaissances actuelles je tâcherai de reconstituer les conditions qui ont gouverné la constitution des différentes formations géologiques, autant que les caractères paléotec-

Institutul Geologic al României

toniques des zones de sédimentation des Carpates Méridionales. À cet égard nous allons développer les idées énoncées au début du IV^e^ chapitre sur le cadre structural général.

Le domaine danubien, partie intégrante du système géosynclinal carpatique, est constitué d'une série d'unités géosynclinales, partiellement signalées à d'autres occasions (Codarcea, Năstăseanu, 1964 ; Năstăseanu, 1967, 1975). Dans ma tentative de compléter les schémas antérieurs et de les mettre en corrélation avec ceux parus ces derniers temps sur l'évolution géologique alpine du domaine danubien (Pop, 1973 ; Stănoiu, 1973), j'ai été porté à admettre, à quelques amendements près, l'interprétation donnée par Codarcea (1940).

Avant de présenter l'évolution géologique alpine je considère opportun de présenter un aperçu sur l'apparition et l'évolution des différentes conceptions. Codarcea (1940) avait préconisé l'existence de cinq zones de sédimentation (Arjana, Sirinia, Presacina, Cerna et Coşuştea) sur l'autochtone danubien. Plus tard on a mis en évidence l'existence d'une ride située dans la vallée de la Cerna, orientée approximativement N-S qui a joué un rôle de premier ordre dans le développement de certains faciès mésozoïques différents dans les deux zones collatérales — Presacina et Cerna (Codarcea, Năstăseanu, 1964). En considérant la ride de la vallée de la Cerna un élément paléotectonique important et basé sur les similitudes litho-biofaciales entre les dépôts des zones de Sirinia et de Presacina d'une part, et entre ceux des zones de Cerna et de Coşuştea, d'autre part, j'ai précisé que sur l'autochtone se sont individualisées seulement deux zones de sédimentation : Sirinia-Presacina et Cerna-Coşuştea (Năstăseanu in Codarcea et al., 1967).

Développant cette nouvelle image Pop (1973) donne au seuil de la vallée de la Cerna le nom de „Seuil de Mehedinţi" et lui attribue l'ensemble de l'aire de sédimentation de Cerna-Coşuştea (qui, nous allons voir, revient à une autre unité). Ce même auteur considère qu'à l'E du seuil se développe le sillon de Severin, et à l'W le sillon de Svinița, séparé à son tour par le seuil de Semenic des éléments tectoniques du domaine gétique. Stănoiu (1973) partant des conceptions ci-dessus mentionnées a fait une tentative de réinterpréter l'évolution de l'autochtone danubien. Néanmoins l'auteur change la signification du seuil de Cerna (Codarcea, Năstăseanu, 1964) en le considérant „l'anticlinal de Vîrful lui Stan" ; au sujet de la zone de Cerna-Coşuştea il l'a englobée à la partie interne du seuil (Monts Retezat) lui donnant le nom de „Unité de Mehedinţi-Retezat". Ce même auteur place le sillon de Severin à l'W du seuil de Cerna, et en ce qui concerne la nappe d'Arjana il reprend l'idée de Codarcea (1940) l'étayant par des arguments différents à partir de données inédites consignées dans des rapports géologiques (Năstăseanu, 1969 [26], 1970 [27]).

[26] Op. cit. point 22.

[27] Op. cit. point 25.

Institutul Geologic al României

ÉLÉMENTS TECTONIQUES MAJEURS DE L'ÉTAPE ALPINE

En vue de reconstituer l'évolution des Monts Cerna il est nécessaire de rappeler que la structure d'ensemble du domaine danubien — pendant l'étape alpine — comprenait trois unités paléogéographiques : le sillon interne, le seuil de Cerna et le sillon externe (fig. 27). Ces unités du domaine géosynclinal carpatique ont évolué en lignes générales sur l'emplacement des unités hercyniennes, exondées à la fin du Permien et affectées par l'érosion au moins à la fin du Trias.

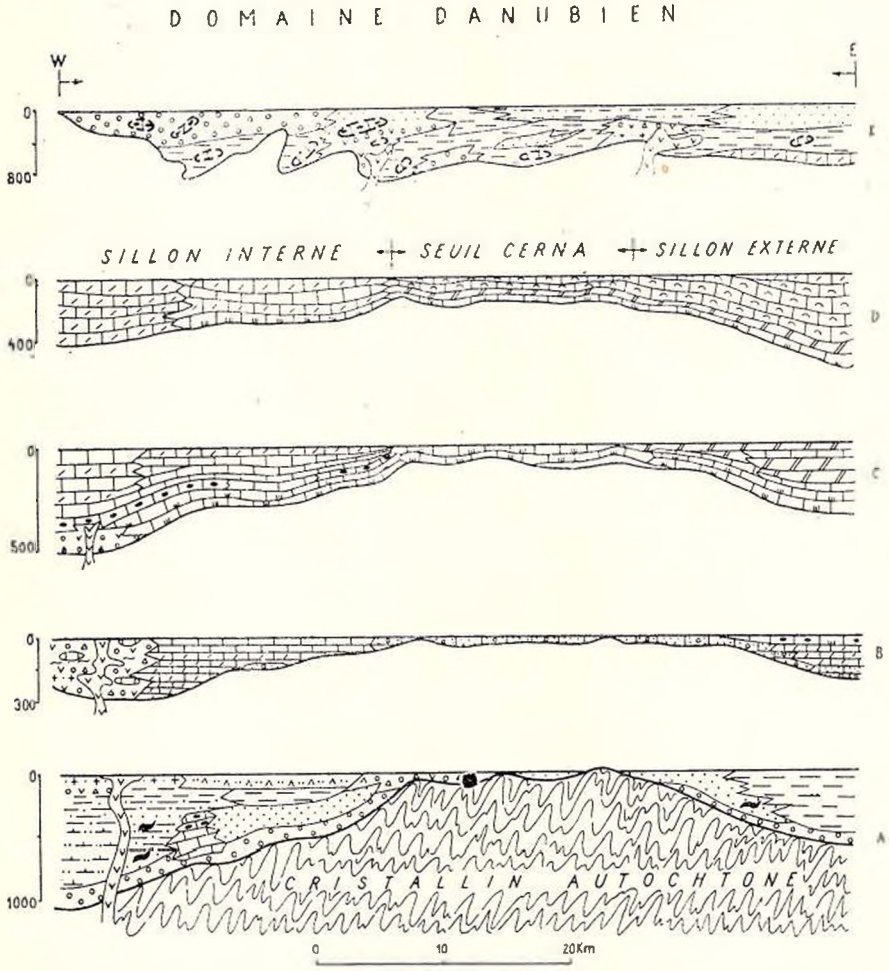


Fig. 27. — Coupes palinspathiques concernant les dépôts mésozoïques des unités géosynclinales danubiennes (sillon interne — seuil de Cerna — sillon externe) : *A*, Eojurassique ; *B*, Mésojurassique *C*, Néojurassique ; *D*, Éocrétacé ; *E*, Néocrétacé.

Institutul Geologic al României

Le sillon interne couvre la partie occidentale (interne) du domaine danubien, contenant : les zones de Sirinia, Arjana et Presacina (Codarcea, 1940) respectivement la zone de Sirinia-Presacina (Năstăseanu, in Codarcea et al., 1967). Ces derniers temps ce sillon a été présenté (Pop, 1973) sous le nom de „sillon de Svinița", mais nous n'avons pas retenu ce nom pour les raisons suivantes : *(a)* pour une plus large acception du nom de „interne" dans le cadre de la chaîne carpato-balkanique ; *(b)* pour ne pas confondre avec ce que Răileanu (1953) dénommait zone de Svinița et *(c)* parce que les dépôts de chacune des zones établies antérieurement (Presacina et Sirinia) autant que leur continuation vers le S et le SE (Greben-Doni Milanovič, Yougoslavie ; Sălaș-Ribardica, Bulgarie, etc.), maintiennent leurs caractéristiques faciales déterminées par la profondeur du sillon dans ces zones. De ce que nous avons vu ensemble avec mes collègues yougoslaves en Serbie Orientale (en 1962) nous avons constaté que le sillon gagne progressivement en profondeur vers le sud, fait confirmé et renforcé par ce que j'ai vu à Stara Planina (en 1964) avec mes collègues bulgares.

Vers le N les indices sur l'existence du sillon interne sur l'autochtone (Monts Tarcu-Godeanu — en dessous de la nappe gétique — et éventuellement une partie de la region de Piule-Stănulețe) sont sporadiques ; par contre ils sont évidents loin vers le N dans le Maramureș (Poienele de sub Munte) et en Ukraïne subcarpatique, où apparaît une série ophiolitique jurassique (formation volcano-sédimentaire) sous faciès de Presacina (Năstăseanu, in Stănoiu, 1973).

Le sillon externe est situé à la partie orientale (externe) du domaine danubien. À ce sillon ne revient qu'une partie restreinte de la zone de Cerna (extrémité orientale) et la zone de Coșuștea du modèle imaginé par Codarcea (1940), fait qui signifie qu'une partie du seuil de Mehedinți (Pop, 1973), celle de sud-est, revient à l'aire de sédimentation de type sillon. Vers l'E le sillon prend directement contact avec la plateforme moesienne, vers le SE il se prolonge en plongeant, dans la partie externe des Prébalkans.

Le seuil de Cerna (Codarcea, Năstăseanu, 1964) sépare les deux sillons et s'étend sur de larges territoires dans la partie de NE (Monts : Retezat, Vîlcan). À l'E des Monts Parîng et Căpățînii il est difficile de reconstituer le tracé du seuil car les structures du domaine danubien sont recouvertes par la nappe gétique dont les unités géosynclinales (seuil de Semenic, sillon ouest-interne et seuil de Locva) se prolongent par l'intermédiaire de la région de Codlea-Vîlcan dans les Carpates Orientales. Selon toute vraisemblance vers le S le sillon s'étire et il est assez surélevé dans la région médiane de SE des Monts Cerna et dans l'ensemble de la partie occidentale du plateau de Mehedinți. Au sud du Topleț le seuil était bien représenté et s'affaissait progressivement au sud du Danube (anticlinorium de Miroč dans la Sérbie Orientale et les mégaanticlinaux de Belogradcic, Teteven et Preslav en Bulgarie). À partir de Cazane (Danube) vers le sud le seuil se caractérise par une subsidence de beaucoup plus accusée, similaire à celle de

Institutul Geologic al României

quelques secteurs de NW (Piule-Stănulețe), fait trahit par l'épaisseur considérable des dépôts et par la présence des faciès de plus grandes profondeurs.

Intégration du domaine danubien dans le système Carpato-Balkanique. Des données présentées ci-dessus il s'ensuit que les éléments géosynclinaux mentionnées sont d'une ampleur considérable dans les Carpates autant que dans les Balkans, en démontrant de la sorte la liaison très évidente entre ces deux chaînes montagneuses au cours du Mésozoïque. Tenant compte de ces éléments nous ne saurions nous approprier le point de vue de Jaranoff (1960) suivant lequel l'évolution géologique des Balkans a été différente de celle des Carpates et des autres chaînes alpino-himalayennes. Par surcroît les étapes d'évolution considérées communes pour les chaînes alpines par Aubouin (1959) — au cours desquelles se sont accumulées les formations : terrigène inférieure, carbonatée pré-flysch, flysch, et molasse — ont été déjà signalées dans les Carpates Méridionales (Năstăseanu, 1967 ; Pop, 1973) et sont également connues dans les Balkans. Ces étapes, fait que nous verrons dans le subchapître prochain, renforcent notre point de vue sur les liens entre les Carpates et les Balkans.

L'arrangement spatial des unités géosynclinales susmentionnées porte à constater une série de transitions progressives lithofaciales survenues au cours du Jurassique et du Crétacé inférieur entre les dépôts du seuil et ceux des sillons collatéraux ; nous allons voir que des transitions similaires sont connues aussi entre le sillon externe et la plate-forme moesienne. Il s'ensuit que ces unités étaient contiguës le long de leur évolution. En conséquence les schémas récents avec l'emplacement du sillon de Severin — à l'extérieur du seuil (Pop, 1973) ou à l'intérieur (Stănoiu, 1973) manquent de documentation. En ce qui concerne l'idée conformément à laquelle les dépôts de la nappe de Severin seraient accumulés à l'extérieur du domaine danubien (Năstăseanu, 1967 ; Răileanu et al., 1968) elle ne saurait être acceptée vu les données obtenues par les forages implantés à Balta et à Ciovîrnășani (Băncilă, 1967). Cette même interprétation porte à conclure que les formations mésozoïques du sillon externe s'endentent avec celles de la plate-forme moesienne. Aussi l'emplacement du sillon de Severin imaginé par Pop (1973) manque-t-il de support. Même l'argument principal avancé par Stănoiu (1973) pour localiser le sillon de Severin à l'E de Presacina — notamment l'absence des dépôts sous faciès de Severin à l'W de la „faille de Cerna" — n'est pas valable car nous avons démontré l'existence de ces dépôts en tant que blocs englobés dans la formation de Wildflysch (vallées de Frăsincea, Topenia et Cerna).

Les données ci-dessus présentées sont des arguments supplémentaires en faveur du modèle structural imaginé par Codarcea (1940) dans les Carpates Méridionales, dans le sens que le sillon où se sont accumulés les dépôts de la nappe de Severin se trouvait à l'W du domaine danubien et respectivement à l'E du domaine gétique. La présence de nombreux blocs du cristallin gétique enclavés dans la forma-

Institutul Geologic al României

tion ophiolitique de la nappe de Severin (Stănoiu, in Pop et al., 1975) du Plateau de Mehedinţi, constitue pour moi un argument de plus que le sillon de Severin était situé à l'W du sillon interne, entre les deux domaines, et qu'il avait, au moins à sa partie occidentale, un soubassement gétique qui a fourni ces blocs.

Conformément à la conception de la tectonique des plaques, appliquée par Rădulescu, Săndulescu (1973) pour l'interprétation structurale du territoire carpatique, les dépôts de flysch (couches de Sinaia) se sont accumulés dans un bassin (oriental) à soubassement de type océanique. Nous rapportant uniquement aux Carpates Méridionales, au cours du Tithonique-Néocomien, le domaine gétique — auquel nous attribuons, le sillon ouest-interne (= sillon de Reşiţa, Codarcea, Pop, 1970), la zone de Rtanjsko-Kučajska (Grubić, 1974) et les seuils de Semenic et de Locva — représentait la microplaque continentale occidentale, par rapport au bassin où s'étaient accumulées les formations de la nappe de Severin, alors que le domaine danubien avec ces unités géosynclinales constituait la microplaque orientale.

Ajoutons en outre que le modèle de la tectonique des plaques (Rădulescu, Săndulescu, 1973) succinctement retracé ci-dessus, du reste tout comme la structure en nappes des Carpates Méridionales (Codarcea et al., 1961), ont été intégralement repris par Grubić (1974) et appliqués au sud du Danube, dans la Serbie Orientale. Ainsi. les chercheurs de ces deux pays sont tombés d'accord.

Nous avons fait cet écart du sujet plus restreint que nous traitons, d'une part pour justifier pourquoi nous n'avons pas présenté les dépôts de la nappe de Severin dans le cadre de l'autochtone danubien et d'autre part pour exprimer notre point de vue au sujet de l'intégration de ce domaine dans la structure alpine de l'ensemble des Carpates Méridionales.

RECONSTITUTION DES ÉTAPES D'ÉVOLUTION ALPINE

Les données dont nous disposons jusqu'à présent dénotent que l'activité des unités paléotectoniques sur l'autochtone danubien n'a été amorcée qu'au Jurassique. Si l'on tient compte de la distribution et de la puissance des dépôts triasiques en Bulgarie, présents dans les sillons autant que dans les rides, on doit admettre qu'ils se sont accumulés aussi dans l'aire du domaine danubien, au moins dans les sillons géosynclinaux, mais ils ont été peu épais et ont été enlevés par l'érosion pré-jurassique.

Étape éojurassique. Au début du Jurassique inférieur les contours des unités tectoniques majeures du domaine danubien étaient déjà dessinés. Le processus de sédimentation s'était déjà généralisé dans les deux sillons et seulement partiellement dans l'aire du seuil, dont des secteurs étaient encore exondés.

Au cours de l'Hettangien et du Sinémurien la subsidence très active a favorisé au début de l'intervalle l'accumulation des formations terrigènes fluvio-lacustres, avec ou sans charbons et vers la fin de l'inter-

Institutul Geologic al României

valle une accumulation prédominante marine ; en échange dans la ride, où la subsidence est moins active se sont accumulées des formations terrigènes peu épaisses, et seulement en milieu continental. Le paléorelief varié et non-uniforme des sillons et des rides a conduit à des variations locales de faciès enregistrées tant en direction qu'en sens vertical. Pareilles variations y sont évidentes, tout spécialement dans les intervalles compris entre le sillon et la ride. Ainsi dans les Monts Cerna (pl. III) l'horizon inférieur de l'Éojurassique sous faciès de Feneş — épais d'environ 350 m et représenté par des conglomérats grossiers abondant en quartz blanc — ne se distingue que faiblement de celui sous faciès de Presacina (subfaciès interne épais d'environ 200 m) ; en échange les deux faciès diffèrent totalement du subfaciès externe (épais de 5—10 m) constitué parfois (vallée de la Cerna) par le grous provenu du remaniement en place du granite de Cerna de la partie interne du seuil.

Il y a quelques variations de faciès qui apparaissent aussi dans les aires des sillons, tout spécialement dans le sillon interne, dans la zone de Sirinia où dans le Jurassique inférieur sous faciès de Gresten a été signalée (T h r o u t h, 1909 ; R ă i l e a n u, 1953) la présence de certains dépôts gréso-conglomératiques à intercalations de charbons (Cozla) et des calcaires oolithiques ferrugineux (Munteana). La présence ou l'absence des couches de charbons viennent en une large mesure de ces variations locales de faciès.

Le Jurassique inférieur à charbons de Schela (épais de 300—400 m, P o p, 1973) revient, à notre avis, au sillon externe, alors que le Jurassique inférieur à charbons de Cozla revient au sillon interne. Il est évident que par les dépôts du Jurassique inférieur de Schela se réalise la liaison entre les dépôts éojurassiques très peu épais (5—20 m) du versant oriental du seuil de Cerna et les dépôts éojurassiques très épais de la partie la plus profonde du sillon, fait révélé par le forage implanté à Balta qui n'a traversé 1000 m que des argiles noires éojurassiques (B ă n c i l ă, 1967). Ces précisions révèlent qu'aussi à l'E du seuil de Cerna a eu lieu une sédimentation de type sillon amorcée dès l'Hettangien-Sinémurien.

Au cours du Pliensbachien et du Toarcien le milieu de sédimentation marine se généralise dans les deux sillons alors que dans le seuil se maintient un milieu de sédimentation continentale-lacustre, qui persistera jusqu'à la fin du Jurassique inférieur.

Dans la zone de Presacina s'accumule une série épaisse (environ 500 m) prédominante argilo-gréseuse à l'W (faciès de Feneş) qui devient progressivement prédominante gréseuse vers l'E (voir couches de Bogîltin et celles d'Ohaba). Simultanément la série perd en épaisseur vers le seuil, si bien que les dépôts du subfaciès interne du Jurassique inférieur de Presacina (couches de Bogîltin et couches d'Ohaba) sont épais de 400 m et ceux du subfaciès externe diminuent de 300 m d'épaisseur à seulement quelques mètres (pl. III).

Institutul Geologic al României

Il en est presque de même dans la zone de Sirinia si nous considérons : *(a)* la région de Cozla — vallée de Sirinia — Bigăr, aire de sédimentation de type sillon, vu l'épaisseur appréciable des dépôts (environ 300 m) ; *(b)* la région de Munteana, aire de sédimentation de passage vers celle de type seuil (épaisse d'environ 60 m — Răileanu, in Codarcea et al., 1961) et *(c)* la région située à L'ENE de Munteana, zone de sédimentation de type seuil, où les épaisseurs sont réduites.

En ce qui concerne le sillon externe il est difficile de donner des détails, faute de données suffisantes. En attribuant cependant les argiles noires, fournies par le forage de Balta au Pliensbachien-Toarcien, nous constatons qu'il y a la possibilité de faire de bonnes corrélations entre ces deux sillons.

À la fin du Jurassique inférieur et durant l'Aalénien apparaissent dans la partie de NW de la zone de Presacina les produits d'un magmatisme basique (donc seulement le faciès de Feneș) ; dans la partie externe de la zone et dans celle interne du seuil de Cerna se sont accumulés en même temps des grès quartzitiques (couches de Ciumîrna) épais de 50—250 m. Cependant dans la zone de Sirinia s'accumulaient des grès calcaires, épais seulement de 15 m, à Munteana (Răileanu, in Codarcea et al., 1961).

En ce qui concerne le reste de l'autochtone nous ne disposons pas de données concrètes de corrélation ; fort probablement la partie terminale des arénites feldspathiques considérées par Pop (1973) liasiques, autant que la partie supérieure des argiles noires liasiques fournies par le forage de Balta (Băncilă, 1967) comportent l'Aalénien.

Étape mésojurassique. Le Jurassique moyen marque le début de quelques changements essentiels pour l'ensemble de l'aire danubienne tels : généralisation du milieu marin de sédimentation et installation progressive d'une sédimentation carbonatée. Au cours du Bajocien et du Bathonien s'accumulent des dépôts pélagiques dans le sillon et néritiques dans le seuil, montrant une infinité d'aspects pétrologiques locaux (marnes, marnocalcaires, calcaires oolithiques, spathiques, etc.). La présence des séquences détritiques, tout spécialement au niveau du Bajocien, se rattache aux mouvements tectoniques verticaux, qui ont accéléré l'érosion de certaines irrégularités existantes tout spécialement dans l'aire du seuil, mouvements signalés aussi dans le domaine gétique durant cette même période de temps (Năstăseanu, 1963).

L'instabilité tectonique signalée dès la fin de l'Éojurassique s'accentue sensiblement au cours du Jurassique moyen et les lignes de faible résistance le long desquelles accèdent les produits du magmatisme initial dans le sillon interne (Toarcien terminal sous faciès de Feneș) acquièrent une ampleur toute particulière favorisant la coulée des magmas basiques et le dépôt des cinérites dans la zone de Presacina. C'est ainsi que prend naissance le complexe volcano-sédimentaire (épais d'environ 400 m) dont la plus grande partie revient au Jurassique moyen sous faciès de Feneș.

Institutul Geologic al României

Le Jurassique moyen sous faciès de Presacina épais d'environ 30 m est calcaire ou marnocalcaire (subfaciès interne). Il devient gréso-calcaire à éléments de quartz (subfaciès externe) dans le voisinage du seuil, notamment là où l'épaisseur des dépôts est inférieure à 10 m.

La zone de Sirinia montre la même distribution des faciès : celui marnocalcaire est situé à la partie interne („couches à *posidonia*", à Bigăr — Răileanu, 1953) et celui calcaire ou gréso-calcaire à éléments de quartz est situé à la partie externe et dans le seuil (Munteana, etc.).

Dans le sillon externe est connu le faciès marnocalcaire à „*posidonia*" (zone de Coşuştea — Codarcea, 1940) qui s'endente vers l'W avec les faciès calcaires ou arénitiques du seuil, épais de 15—20 m (Pop, 1973).

En ce qui concerne le Callovien des sillons, il a été signalé dans le complexe volcano-sédimentaire sous faciès de Feneş (qui a livré *Reinekeia* sp.). Cependant il revêt souvent le faciès marnocalcaire des couches de Bigăr comportant *Macrocephalites macrocephalus*, espèce signalée aussi dans la zone de Coşuştea (Mercus, 1965)[28] ou le faciès calcaire comportant les concrétions siliceuses des zones de Presacina (subfaciès interne), de Sirinia et de Coşuştea. Dans le cadre du seuil de Cerna ne sont pas signalés des fossiles propres au Callovien. Celui-ci pourrait être représenté sous forme condensée dans les calcaires gréseux spathiques, mentionnés dans le Bathonien. Du reste dans l'aire du seuil on ne saurait séparer sur la carte que les faciès susmentionnés (prédominant calcaire spathique et prédominant gréseux à éléments de quartz). Les calcaires et les dolomies à silicolites séparés par Pop (1973) et attribués en une large mesure au Jurassique moyen, représentent, à notre avis, le Jurassique supérieur, sans toutefois exclure l'existence des calcaires à silicolites rapportables au Callovien (1—2 m tout au plus) et situés à la partie supérieure des calcaires spathiques.

Étape néojurassique. Les variations faciales des dépôts des unités géosynclinales de l'autochtone danubien se maintiennent tout comme pendant l'étape précédente. Toutefois dans la zone orientale du seuil sont enregistrés des mouvements verticaux positifs, et dans celle occidentale des mouvements négatifs.

Au cours de l'Oxfordien se sont accumulés des calcaires (épais de 25—150 m) à concrétions siliceuses (lenticulaires ou stratiformes) tant dans la partie orientale du sillon interne (zone de Presacina) que dans la partie occidentale du seuil de Cerna (Codarcea, Năstăseanu, 1964). Dans la partie de NW de la zone de Presacina s'accumule plus loin la formation volcano-sédimentaire (faciès de Feneş). Dans la zone de Sirinia l'accumulation du même faciès calcaire dure aussi pendant l'Oxfordien, alors que vers l'E, vers le seuil, s'accumulent les calcaires à silicolites rouges et vertes, épais de 10—40 m (Răileanu, 1953). Dans la partie de NE du seuil de Cerna, dans les Monts Vîlcan, Pop (1973) signale que le Jurassique supérieur est constitué en une

[28] D. Mercus (1965) — information verbale.

Institutul Geologic al României

large mesure par un horizon argileux-gréseux (0,20—10 m) qui supporte des dolomies et des calcaires à silicolites (150—200 m) et repose à son tour sur des calcaires à silicolites toujours du Jurassique supérieur. Nos investigations (Năstăseanu, 1974)[29] effectuées à la partie de SE du seuil nous ont porté à conclure qu'il y a des cas où le granite de Cerna est surmonté directement par les mêmes calcaires à silicifications qui se prolongent plus loin dans le sillon externe (zone de Coşuştea), plus précisément vers Nadanova-Cerna-Vîrfu, où ils reposent sur les marnocalcaires de la partie supérieure du Jurassique moyen. La lacune stratigraphique constatée à la partie basale des calcaires oxfordiens du seuil dénote des mouvements verticaux positifs (calloviens ou intra-oxfordiens).

Les calcaires à silice constituent donc un admirable repère de corrélation pour l'Oxfordien des unités géosynclinales danubiennes. Il n'y a rien de particulier à signaler au niveau de l'Oxfordien des Carpates Méridionales, car des calcaires à silice reposant sur différents termes du seuil (comportant ou non l'horizon argilo-gréseux de la partie basale — Pop, 1973) apparaissent aussi dans certains secteurs de la zone de Reşiţa où les calcaires à accidents siliceux stratiformes (calcaires de Valea Aninei) reposent directement sur des dépôts permiens ou sur le soubassement cristallin, toujours à la suite de mouvements verticaux (Năstăseanu, 1964).

Au cours du Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur a eu lieu une sédimentation exclusivement calcaire. Même dans le faciès de Feneş apparaissent les mêmes calcaires noduleux, épais de 10 à 60 m, gris ou rouges à taches verdâtres qui apparaissent presque dans l'ensemble de l'aire du sillon interne et dans la partie interne du seuil de Cerna.

L'absence des calcaires noduleux immédiatement à l'E de la vallée de la Cerna vient en premier lieu des changements des faciès sous lesquels se présente le Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur, sans toutefois exclure l'existence locale de quelques lacunes stratigraphiques ou d'une érosion partielle ou totale ultérieure à l'accumulation des dépôts du Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur. En faveur de l'accumulation sous un autre faciès du Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur de la partie de NW du seuil et de la partie externe du sillon interne plaide la présence des calcaires micritiques à *Saccocoma* épais d'environ 100 m, récemment signalés dans les Monts Piule-Stănuleţe (Morariu, 1975)[30], qui reposent en continuité de sédimentation sur les calcaires similaires au point de vue pétrographique mais à accidents siliceux (possible oxfordiens). Les calcaires micritiques du Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur de Piule-Stănuleţe sont donc directement corrélables avec les calcaires noduleux de Cazane, qui représenteraient le changement facial survenu dans la zone d'affaissement des unités géosynclinales.

[29] Op. cit. point 21.

[30] D. Morariu (1975) — information verbale.

Institutul Geologic al României

Au cours du Tithonique supérieur et du Berriasien l'accumulation des dépôts calcaires continue dans toutes les unités géosynclinales danubiennes sauf quelques exceptions locales dans la région du seuil, où pour les raisons susmentionnées ils peuvent faire défaut au niveau du Kimméridgéen supérieur-Tithonique inférieur. Dans l'aire de sédimentation du sillon interne apparaissent des calcaires à calpionelles (zone à *Calpionella : alpina* et *eliptica) :* zone de Presacina (25—50 m d'épaisseur), zone de Sirinia (10—50 m d'épaisseur ; R u s u, 1970) et Monts Piule-Stănulețe (100—200 m d'épaisseur ; M o r a r i u, 1975 [31]). Dans l'aire de sédimentation du seuil de Cerna apparaissent également des calcaires à calpionelles, notamment dans la région des Monts Piule-Stănulețe.

Étape éocrétacée. Pendant le Valanginien et le Hauterivien les unités paléotectoniques maintiennent leurs fonctions et l'équilibre imprimé dès le début du Jurassique supérieur, autrement dit le sillon est comblé de calcaires en alternance avec des marnocalcaires abondant en calpionelles (zone à : *Calpionellopsis* et *Calpionellites)* à épaisseurs variables, par exemple : 60 m dans la zone de Presacina (subfaciès interne, pl. III) ; 80—100 m dans la zone de Sirinia (vallée de la Sirinia, R u s u, 1970) ; 200 m dans les Monts Piule-Stănulețe (M o r a r i u, 1975[31]). Dans l'aire interne du seuil de Cerna s'accumule le même lithobiofaciès à épaisseurs variables : 75 m dans la zone de Presacina (subfaciès externe) ; environ 50 m dans la partie d'ENE de la zone de Sirinia (R u s u, 1970). Dans la partie externe du seuil les dépôts de cet intervalle sont représentés par des calcaires micritiques (50 m) que P o p (1973) estime d'âge néocomien en tenant compte de l'association des calpionelles prélevées des blocs remaniés des dépôts du Crétacé supérieur de Cloșani. À notre avis les blocs susmentionnés reviennent au faciès de Presacina (calcaires fins cendrés, en plaquettes) qui ne saurait être confondu avec celui des Monts Vîlcan (calcaires recristallisés, blanc-jaunâtre).

Durant le Barrémien la partie orientale du seuil ensemble avec le sillon externe témoignent d'une surélévation encore plus accusée mise sur le compte de la reprise des mouvements verticaux. Dans le cadre du sillon interne les processus de sédimentation se sont réalisés en conditions de milieu profond, en continuant sans interruption ceux du Néocomien. Ainsi s'accumule l'épaisse pile de dépôts pélagiques, tels : marnocalcaires des couches de Iuta, épais de 150—250 m (zone de Presacina) et marnocalcaires de Svinița, épais d'environ 200 m (zone de Sirinia). La partie moyenne du seuil de Cerna est largement érodée au début du Barrémien ; ainsi s'explique-t-elle la position transgressive des calcaires urgoniens sur différents termes plus anciens. Il n'est pas exclu qu'à cette même période ait eu lieu l'exondation partielle, ou totale, du seuil qui a duré probablement jusqu'au Sénonien.

Comme une conséquence de cette configuration paléogéographique et paléotectonique, dans la partie orientale du seuil et dans le sillon

[31] Voir note 30.

Institutul Geologic al României

externe s'est installé un régime de sédimentation en conditions de faibles profondeurs mais à subsidence accusée, qui a conduit à l'accumulation des dépôts calcaires urgoniens, assez épais, 500—800 m (Mercus, 1969 ; Năstăseanu, Stilla, 1964 ; Pop, 1973[32]), étendus dans l'ensemble de l'aire orientale du domaine danubien.

Étape néocrétacée. Au début du Crétacé supérieur l'aire de sédimentation du domaine danubien présentait une toute autre configuration. Nous avons montré, à une autre occasion (Năstăseanu, 1967), le rôle tout particulier joué par la phase autrichienne à réaliser cet aspect. Nous soulignons que les déformations autrichiennes ont conduit au plissement et à l'exondation du couple sillon interne-seuil de Cerna, autant qu'à la constitution d'un gradin plus affaissé, dans la partie externe du seuil, qui faisait le passage vers le sillon externe où, selon toute vraisemblance pendant l'Albien (Mercus, 1961) la sédimentation ne s'est interrompue, ou très peu, dans quelques secteurs situés vers le N.

Au cours du Cénomanien et du Turonien la plus grande partie du domaine danubien a été affectée par l'érosion, en échange une partie du sillon externe constituait une aire de sédimentation marine où se sont accumulés les dépôts marnocalcaires, faiblement argileux, des couches de Nadanova (Codarcea, 1940).

Les couches de Nadanova, épaisses d'environ 50 m, ont été attribuées à l'Albien-Cénomanien et considérées en continuité de sédimentation sur les calcaires urgoniens de Nadanova (Codarcea. Mercus, 1959 ; Mercus, 1961) ou attribuées au Cénomanien-Turonien moyen et parfois supposées reposant en discordance sur les dépôts néocomiens ou néojurassiques (Pop, 1973). Pareils dépôts ne sont connus ni dans la zone de Presacina ni dans celle de Svinița. Nous ne saurions nous approprier la mention faite par Pop (1973) où il laisse sousentendre qu'à Mehadia il y a un équivalent des couches de Nadanova, car ni à Mehadia ni dans les alentours de cette localité il n'y a guère des couches de Nadanova, mais des couches d'Ohaba (éojurassiques). Le seul endroit où apparaissent des couches de Nadanova quelque peu plus proches de Mehadia est la vallée du Satu (à Pecinișca) signalées dans le chapître sur la stratigraphie, mais celles-ci reviennent à la partie externe du seuil de Cerna, qui remplissait à l'époque encore quelque rôle dans la distribution des faciès.

Pendant le Sénonien s'est installée une sédimentation prédominante détritique qui couvrait probablement l'aire danubienne dans son ensemble. Dans la zone de Presacina en discordance sur des formations plus anciennes, largement érodées, repose la formation de Wildflysch (750 m) fait qui suggère l'existence de quelques plis antérieurs au dépôt de cette formation. Tout spécialement dans le massif d'Arjana (som-

[32] G. Pop (1973) cite éronément l'ouvrage de Papiu, Kyzyk (1958) comme ayant eu pour objet d'étude les calcaires urgoniens, car cette étude ne se rapporte qu'aux calcaires jurassiques de la vallée de la Cerna.

Institutul Geologic al României

met La Lac, crête de Scămnel et crête de Boldul), cette discordance angulaire est évidente. En reconstituant la surface de discordance (pl. II, coupe VI—VI′) on a obtenu l'image de la déformation pré-sénonienne. La déformation correspond à la phase autrichienne.

Dans l'ensemble de l'aire du domaine danubien la formation de Wildflysch se caractérise par un régime de sédimentation chaotique dû à l'instabilité tectonique et aux glissements gravitationnels de quelques masses importantes de roches provenues des irrégularités du soubassement et de la falaise abrupte. Simultanément le long des fractures profondes apparaissent les ophiolites des synclinaux d'Arjana et de Cerna, engendrées au cours de la phase subhercynienne (Năstăseanu, in Codarcea et al., 1961 ; Năstăseanu, 1967).

Les couches d'Arjana et le flysch de Mehedinți (graben de Cerna) sont le produit de la période de colmatage de l'aire de sédimentation (molasse précoce des aires de sédimentation danubiennes).

Pendant la phase laramienne la structure des Carpates Méridionales dans son ensemble aboutit à sa forme définitive par la mise en place de la nappe gétique et de la nappe de Severin, achevant ainsi l'évolution géosynclinale de l'autochtone danubien. Le système de failles presque verticales formées post-nappes a engendré une série de grabens (Cerna, Balta-Baia de Aramă) ou de dépressions plus larges (Mehadia, Bahna, etc.) dont quelques unes ont évolué comme des bassins post-géosynclinaux dans lesquels se sont accumulés de minces dépôts de molasse néogène. Des dépôts épais (de molasse montrant un cycle plus complet Paléogène-Néogène) ne sont connus que dans l'avant-fosse carpatique, dont le flanc interne repose sur un soubassement plissé (partie externe du domaine danubien) alors que le flanc externe surmonte un soubassement non-plissé, notamment celui de la plate-forme moesienne (Dumitrescu, Săndulescu, 1968).

VI. RESSOURCES ÉCONOMIQUES

Les formations géologiques qui participent à la constitution des Monts Cerna comportent des substances utiles payantes au point de vue économique. Outre les roches carbonatées et granitiques dont les réserves industrielles sont inépuisables, nous signalons les eaux thermominérales et les émanations d'hydrocarbures qui apparaissent dans la vallée de la Cerna.

Eaux thermominérales. Les eaux thermominérales de la vallée de la Cerna représentent l'une des resources économiques importantes pour la région. Elles sont utilisées pour le traitement des affections reumathismales, gastriques et ophtalmologiques. L'exploitation de ces eaux, amorcée depuis très longtemps (II^{e} siècle ap. J. C.) a favorisé le développement d'une exploitation balnéaire à Băile Herculane qui est a présent outillée d'un appreillage moderne. Les exigences de plus en plus accrues en ce qui concerne les resources en eaux thermales nous ont conduit à aborder les investigations des gisements nouveaux.

Institutul Geologic al României

Les sources thermominérales de Băile Herculane sont le résultat d'un processus géologique très complexe : fort probablement celui du mélange des eaux de surface et de celles profondes, possible juvéniles. Circulant à de très grandes profondeurs les eaux acquièrent des températures très élevées (conformément au gradient géothermique), des qualités radioactives empruntées aux roches granitiques et deviennent sulfureuses en retenant le soufre des roches qu'ils traversent (argiles éojurassiques et marnocalcaires crétacés qui contiennent de la pyrite).

Les eaux accèdent à la surface tout spécialement le long des failles profondes (verticales), fait mis en évidence par l'alignement des sources thermales exclusivement en direction de la faille occidentale du graben de Cerna — le long de laquelle se sont insinuées aussi les éruptions ophiolitiques du Crétacé supérieur (pl. II).

Toutes les roches, de constitution très variée, qui présentent une perméabilité et une porosité avancées remplissent le rôle de roches réservoir d'eaux thermominérales. Cependant ce sont les calcaires du Jurassique et du Crétacé inférieur sous faciès de Presacina qui sont les plus importants. Dans la zone d'émergence des sources thermales de la vallée de la Cerna un rôle particulièrement important en tant que roche écran remplit l'argile de la formation de Wildflysch.

La position occupée par la roche réservoir par rapport à la roche écran dans la tectonique disjonctive qui a affecté la zone d'émergence des sources de Băile Herculane est très importante pour dépister de nouvelles sources d'eaux thermominérales. Il est bien connu que toutes les sources thermales sont situées dans le flanc occidental et dans la terminaison périclinale méridionale de l'anticlinal de Cerna, à l'W du graben de Cerna, c'est-à-dire dans le compartiment surélevé où les roches magasin sont présentes alors que celles écran font défaut, fait qui permet l'ascension des eaux jusqu'à la surface. Il est à présumer que dans le graben de Cerna, immédiatement à l'E de la faille occidentale, c'est-à-dire dans le compartiment éfondré (flanc oriental du même anticlinal), les roches magasin renferment une importante réserve en eaux thermominérales mais qui n'accèdent pas à la surface vu la présence des roches écran surjacentes. Les forages implantés toujours dans le compartiment surélevé révèlent que les roches réservoir, surmontées par les même roches écran, comportent des eaux thermominérales exploitables.

Tenant compte des données ci-dessus présentées et accordant l'importance qui lui revient à la faille occidentale dans le sens de principale voie de circulation pour les eaux thermales, nous considérons qu'il serait indiqué d'implanter un forage de référence dans le graben de Cerna (fig. 28). Le but de ce forage serait de vérifier notre hypothèse sur les éventuelles accumulations en eaux thermominérales aussi dans le flanc oriental de l'anticlinal de Cerna, dans les mêmes calcaires néojurassiques-éocrétacés.

Ce forage devrait être emplacé sur le lambeau de la nappe gétique du graben de Cerna, dans la vallée du Jelereu ; il traverserait

Institutul Geologic al României

(de haut en bas) les formations suivantes : cristallin gétique (50 m), formation de Wildflysch (550 m), couches de Iuta (300 m), calcaires lités à silicolites (75 m), calcaires fins, calcaires noduleux et calcaires à lentilles de silex (250 m), calcaires détritiques ou spathiques (15 m) et mi-

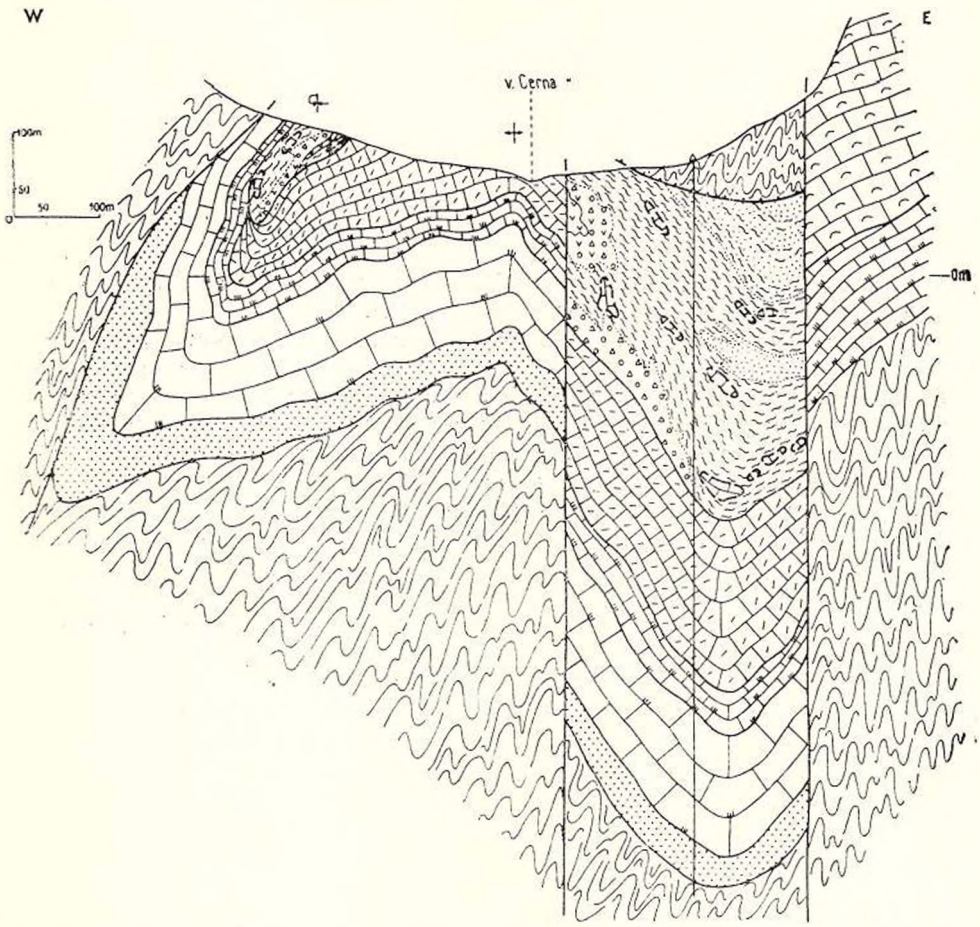


Fig. 28. — Coupe géologique à Băile Herculane, visant l'exploration par forage des eaux thermominérales du graben de Cerna.

croconglomérats ou grès (75 m) et intercepterait finalement le soubassement cristallin (autochtone danubien).

Hydrocarbures. Dans la valée de la Cerna apparaissent des gaz libres localisés autour des sources thermominérales de Băile Herculane, et dans la zone du groupe des sources connues sous le nom de Șapte Izvoare Calde (pl. II). La présence de ces gaz conduit à poser la question : y a-t-il des conditions favorables à la formation et à l'accumula-

Institutul Geologic al României

tion des gisements d'hydrocarbures dans l'aire de sédimentation du domaine danubien ? Selon toute vraisemblance la réponse est négative. Aucune des formations sédimentaires déjà connues dans les Monts Cerna ne suggère la présence de roches magasin de pétrole. Ni les roches du soubassement paléozoïque ni celles de la couverture mésozoïque ne renferment des bitumes. Le Toarcien bitumineux largement développé dans le domaine gétique n'apparaît pas dans le domaine danubien.

Les recherches hydrogéochimiques effectuées sur une superficie appréciable de l'autochtone, dont une synthèse nous vient de Slăvoacă, Todea (1964) [33], signalent cependant que dans la vallée de la Cerna il y a trois zones anomales mises en évidence par la présence des phénoles, des acides naphténiques et des homologues supérieurs du méthane. Les auteurs soulignent le fait qu'à Băile Herculane, dans le périmètre des sources thermales on a identifié l'éthane à côté des autres indicateurs directs (phénoles et acides naphténiques) des hydrocarbures.

La présence des anomalies susmentionnées nous porte à présumer l'existence de quelques accumulations d'hydrocarbures, malgré l'absence des conditions de leur formation, sur l'autochtone. Aussi peut-on présumer que les hydrocarbures de l'avant-fosse carpatique, voire ceux de la plate-forme moesienne, ont migré vers l'W, dans les structures du domaine danubien. C'est de cette manière que nous pouvons nous expliquer la présence des gaz à Băile Herculane.

Réellement, tenant compte de l'aspect des roches réservoir et des roches pièges d'hydrocarbures dans la région il n'est pas exclu qu'on en trouve.

La reprise des failles écran dans les zones orientales qui comportent les gisements connus, a amorcé la migration des hydrocarbures vers les Monts Cerna. Si éventuellement il y a eu des accumulations d'hydrocarbures en direction de l'anticlinal de Cerna l'érosion profonde de la rivière de la Cerna, qui a aboutit jusqu'au soubassement cristallin, les a dégradés. La seule perspective de les dépister serait les terminaisons périclinales des anticlinaux de Cerna et de Firţanu, qui plongent en dessous du cristallin gétique du lambeau de Godeanu.

BIBLIOGRAPHIE

Andjelković, H., Grubić, A., Sikosek, B. (1967) Structural-facial zones of the East-Serbian Part of the Carpatho-Balkan Arch., p. 101—123, in : A Geological Survey of the East-Serbian Part of the Carpatho-Balkan Arch., *Carpatho-Balkan Geol., Assoc.*, VIII *Congress*, Belgrade.

Aubouin, J. (1959) À propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.* (2), *sér.* II, 9, p. 135—188, Paris.

Bădăluţă-Năstăseanu, Aurelia, Năstăseanu, S. (1964) Contribuţii la cunoaşterea microfaciesurilor calcarelor neojurasice şi a limitei dintre Jurasic şi Cretacic în zona Reşiţa — Banat. *An. Com. Geol.*, XXXIV/2, p. 231—245, Bucureşti.

[33] Arch. I.G.G., Bucarest.

Institutul Geologic al României

Băncilă, I. (1967) Relation entre la ramification méridionale de l'Orogène et l'Avant pays. *Assoc. Géol. Carp.-Balk., VIII-e Congrès, Belgrade* (1967), *Rapports géotectoniques*, I, p. 29—34, Belgrade.

Bărbulescu, Aurelia (1974) Stratigrafia Jurasicului din vestul Dobrogei centrale. Edit. Acad. R.S.R., 173 p., București.

Bercia, I., Bercia, Elvira (1962) Contribuții la studiul serpentinitelor din Banatul de Sud. *An. Inst. Geol.*, XXXII, p. 425—481, București.

— (1975) Metamorfitele din partea centrală și de sud a masivului Godeanu. *Inst. Geol. Geof., Stud. tehn. econ., ser.* I, 12, 159 p., București.

Boldur, C., Avram, E. (1972) Asupra prezenței Albianului în zona Svinița (Banat). *D. S. Inst. Geol.*, LVIII (1971), p. 72—81, București.

— Visarion, Adina (1972) Asupra prezenței Ordovicianului în regiunea Feneș (Carpații Meridionali — Banatul de est). *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/4 (1971), p. 5—10, București.

Cadish, J. (1953) Geologie der Schweizer Alpen, II[ed], Basel.

Codarcea, A. (1937) Note sur la structure géologique et petrographique de la région Ogradena-Svinița. *C. R. Inst. Geol. Rom.*, XXI (1933), p. 179—198, Bucarest.

— (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX (1936), 74 p., Bucarest.

— Mercus, D. (1959) Asupra vîrstei stratelor de Nadanova. *Com. Acad. R.P.R.*, IX/8, p. 967—972, București.

— Răileanu, G. (1960) Le mésozoïques des Carpates Méridionales. *Annal. Inst. Geol., Publici. Hung.*, XLIX/1, p. 156—176, Budapest.

— Răileanu, G., Năstăseanu, S. (1960) Carboniferul inferior de pe valea Idegului. *Acad. R. P. R., Stud. cerc. geol.*, V/3, p. 407—419, București.

— Pavelescu, L., Gherasi, N., Năstăseanu, S., Bercia, I., Mercus, D. (1961) Privire generală asupra structurii geologice a Carpaților Meridionali dintre Dunăre și Olt. *Asoc. Geol. Carp.-Balk., Congr. V-lea, București* (1961), *Ghidul excursiilor, C, Carpații Meridionali*, 126 p., București.

— Năstăseanu, S. (1964) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei depozitelor calcaroase din bazinul văii Cerna și de la Cazane (Dunăre). *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol.*, 9/2, p. 241—250, București.

— Pop, G. (1965) Cenomanianul de pe versantul sudic al munților Vîlcan (Carpații Meridionali). *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr., ser. geol.*, 10/2, p. 355—366, București.

— Răileanu, G., Năstăseanu, S., Boldur, C., Pop, G. (1965) Aspects de sédimentation chaotique dans le Crétacé supérieur de l'autochton des Carpates Méridionales. *Assoc. Géol., Carp.-Balk., VII-e Congrès, Sofia* (1965), *Rapports*, II/1, p. 265—273, Sofia.

— Bercia, I., Boldur, C., Constantinof, D., Maier, O., Marinescu, F., Mercus, D., Năstăseanu, S. (1967) Geological Structure of the Southwestern Carpathians. *Internat. Geol. Congress.* XXIII *Session, Prague* (1968), *Guide to excursion* 49 *AC, Romania*, 50 p., Bucharest.

— Răileanu, G., Năstăseanu, S., Bercia, I., Bercia, Elvira, Bițoianu, Cornelia (1968) Harta geologică, sc. 1 : 200 000, L-34-XXIX (32), Baia de Aramă. Inst. Geol., București.

Institutul Geologic al României

— Pop, G. (1970) Éléments géosynclinaux mésozoïques dans le domaine gétique des Carpates Méridionales. *Acta Geol. Acad. Hung.*, 14, p. 301—315, Budapest.

Dessila-Codarcea, Marcela, Codarcea, A. (1968) Considerații asupra paleolitologiei și paleotectonicii zonelor de șisturi cristaline din partea de S-E a Banatului. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr., ser. geol.*, 13/1, p. 17—25, București.

Drăghici, C. (1962) Structura geologică a Platoului Mehedinți între Izverna—Cloșani—Baia de Aramă—Ponoare. *D. S. Com. Geol.*, LXLVIII (1961), p. 203—224, București.

— (1967) Texturi de curgere și alunecare submarină în Cretacicul superior din partea de N-E a podișului Mehedinți. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr., ser. geol.*, 12/2, p. 425—439, București.

Dumitrescu, I., Săndulescu, M. (1968) Problèmes structuraux fondamentaux des Carpates Roumaines et leur avant-pays. *An. Inst. Geol.*, XXXVI, p. 195—218, Bucarest.

Fotterle, F. (1869) Die geologischen Verhältnissen der Gegend Zwischen Topletz, Mehadia, Kornia, und Petnik. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, p. 265—267, Wien.

Gheorghiu, C., Răileanu, G. (1957) Prezența Toarcianului în valea Sfîrdinului. *Anal. Universit. C. I. Parhon*, 14, p. 205—213, București.

Gherasi, N. (1937) Étude pétrographique et géologique dans les monts Godeanu et Țarcu (Carpates Méridionales). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, 79 p., Bucarest.

Grubić, A. (1974) Eastern Serbia in the light of new Global Tectonics : consequences of this model for the interpretation of the tectonics of the northern branch of the Alpides. Faculty of Mining and Geology Belgrade University, Beograd.

Iliescu, O., Semaka, A. (1962) Contribuții la cunoașterea Rheto-Liasicului din împrejurimile Mehadiei. *D. S. Com. Geol.*, XLVIII (1961), p. 113—119, București.

— (1963) Contributions à la connaissance des dépôts permiens et liasiques de Mehadia (région de Banat). *Assoc. géol. Carp.-Balk., V-eme Congrès, Bucarest* (1961), III/1, p. 159—176, Bucarest.

Jaranoff, D. (1960) La Tectonique de la Bulgarie. Maison d'édition d'état „Tehnica" (résumé, p. 276—279), Sofia.

Mercus, D. (1961) Contribuții la cunoașterea litologiei stratelor de Nadanova. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr., ser. geol.*, VI/3, p. 437—472, București.

— (1969) Asupra prezenței Urgonianului în reg. Nadanova—Pod. Mehedinți. *Com. Acad. R.S.R.*, IX/9, p. 967—972, București.

Milovanović, B., Grubić, A. Gojgić, D. (1963) Sur certaines caractéristiques géologiques des Portes de Fer entre Donji Milanovac et le Néogène de Cladovo. *Assoc. Géol. Carp.-Balk., V-e Congrès, Bucarest* (1961), III/2, p. 5—17, Bucarest.

Mirăuță, Elena (1964) O formă caracteristică de conodonte în Carboniferul de pe valea Idegului (Banat). *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol. geof. geogr., ser. geol.*, 9/1, p. 193—194, București.

Institutul Geologic al României

Murgoci, M. G. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpates Méridionales. *C. R. Acad. Paris* (31, VII, 1905), *Bul. Soc. St.* (1907), XVI, p. 50—52, Bucarest.

— (1910) The geological Synthesis of the South Carpathians. *C. R. Congrès géol. Internat. Stockholm* (1910), p. 871—880, Stockholm.

— (1911) Observations géologiques sur la région des environs de Herkulesbad. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, II, p. 94—96, Bucarest.

Mrazec, L. (1904) Sur les schistes cristallins des Carpates méridionales (versant roumain). *C. R., IX-e Congrès geol. internat. Vienne* (1903), p. 635—648, Vienne.

Năstăseanu, S. (1963) Faciesurile Doggerului din zona Reşiţa—Moldova Nouă (Banatul de vest). *Assoc. Geol. Carp.-Balk., Congresul al V-lea* (1961), III/2, p. 75—87, Bucureşti.

— (1964) Prezentarea hărţii geologice a zonei Reşiţa—Moldova Nouă. *An. Com. Geol.*, XXXIII (1962), p. 291—342, Bucureşti.

— Dincă, A., Stănoiu, I., Stilla, A. (1964) Contribuţii la cunoaşterea stratigrafică a depozitelor paleozoice-mezozoice din regiunea Poleşnicu—Cameniţa (Banat). *D. S. Com. Geol.*, XLIX (1962), p. 149—154, Bucureşti.

— Stilla, A. (1964) Consideraţii asupra prezenţei Urgonianului la est de Băile Herculane. *D. S. Com. Geol.*, XLIX/1 (1962), p. 77—79, Bucureşti.

— Boldur, C. (1964) Observaţii în legătură cu prezenţa Carboniferului şi Doggerului la Valeapai (Banat). *D. S. Com. Geol.*, L/2 (1963), p. 317—323, Bucureşti.

— (1967) Cretacicul superior din valea Cernei şi date noi privind tectonica munţilor Cernei (Banat). *D. S. Com. Geol.*, LIII/1 (1966), p. 401—411, Bucureşti.

— Bercia, I. (1968) Harta geologică, sc. 1 : 200 000, foaia nr. 32, Baia de Aramă. Notă explicativă. *Com. Geol.*, Bucureşti.

— Bitoianu, Cornelia (1970) Devonianul de la Drencova (Banat), *D. S. Inst. Geol.*, LVI/4 (1969), p. 19—27, Bucureşti.

— Stănoiu, I., Bitoianu, Cornelia (1973) Corelarea formaţiunilor molasei hercinice (Westfalian-Permian) din partea vestică a Carpaţilor Meridionali. *An. Inst. Geol.*, XL (1971), p. 71—109, Bucureşti.

— (1975) General outlook on the Paleozoic of the Danubian Autochtonous (South Carpathians). *An. Inst. Geol. Geof.*, XLVI (1973), p. 191—218, Bucureşti.

— (1976) Geologia munţilor Cernei, cu privire specială asupra substanţelor minerale utile. Facultatea de Geol., Geogr., p. 1—25, Bucureşti.

Papiu, V. Corvin, Kizik, A. (1958) Asupra litologiei calcarelor recifale de la Băile Herculane. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, III/1—2, p. 121—141, Bucureşti.

— Romanescu, D., Ionescu, F. (1961) Date magnetometrice pentru cunoaşterea genezei apelor termominerale de la Băile Herculane. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr.*, XI/12, p. 1515—1520, Bucureşti.

Pop, G. (1967) Les faciès du Cénomanien des Carpates Méridionales. *Assoc. Géol. Carp.-Balk., VII-ème Congrès* (1967), p. 495—502, Belgrade.

— (1973) Depozitele mezozoice din Munţii Vîlcan. Edit. Acad. R.S.R., 155 p., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— Berza, T., Marinescu, F., Stănoiu, I., Hîrtopanu, I. (1975) Harta geologică a R.S.R., sc. 1 : 50 000, foaia 123 *d* Tismana. Inst. Geol., București.

Popescu-Voiteşti, I. (1921) Étude géologique sur les sources minérales des Bains d'Hercule. *Analele Minelor din România*. IV/3—4, p. 115—135, Bucarest.

— (1929) Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. Geol. Mineral. Univ. Cluj.*, III/1, 40 p., Cluj.

Rădulescu, D., Săndulescu, M. (1973) The Plate-Tectonics concept and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, p. 155—166, Amsterdam.

Răileanu, G. (1953) Cercetări geologice în regiunea Svinița—Fața Mare. *Acad. R.P.R., Bul. ştiinț.*, 2/V, p. 307—409, București.

— Năstăseanu, S. (1963) Asupra prezenței formei de Arthrophycus alleganiensis (Harlan) în Carpații Meridionali. *Com. Acad. R.S.R.*, XIII, 5 (1962), p. 439—443, București.

— Patrulius, D., Bleahu, M., Năstăseanu, S. (1968) Aspects fondamentaux de la géologie du mésozoïque de Roumanie. *Ann. Com. Géol.*, XXXVI, p. 85—115, Bucarest.

Rusu, A. (1970) Biozonele de Calpionele din Tithonic—Neocomianul zonei Svinița (Banat). *Acad. R.S.R, Stud. cerc. geol., geof., geogr., ser. geol.*, 15/2, p. 489—498. București.

Schafarzik, F. (1891) Daten zur Geologie des Cserna—Thales. *Jahresber. d ung. geol. A. f.* (1889), p. 142—155, Budapest.

— (1895) Über die geologischen Verhältnisse von Bogiltin, sowie des rechten Cserna Ufers. *Jahresber. d.k. ung. geol. A.f.* (1893), p. Budapest.

— (1897) Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Korniareva. *Jber. d. k. ung. geol. A. f.* (1894), p. 94—104, Budapest.

— (1934) Beiträge zur Geologie des Cserna—Tales und der Gegend von Mehádia. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* (1917—1924), p. 183—200, Budapest.

Semaka, A. (1965) Zur Kenntnis der Nilssonia orientalis Flora in den Südkarpathen. *Acta. Palaeobot.*, VI/2, p. 27—39, Warschau.

— (1970) Geologisch-Paläobatanische Untersuchungen im SO — Banater Danubikum. *Mem. Inst. Geol.*, XI, 80 p., Buharest.

Stănoiu, I. (1973) Zona Mehedinți—Retezat. O unitate paleogeografică și tectonică distinctă a Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol.*, LIX/5 (1972), p. 127—171, București.

Streckeisen, A. (1934) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *Ann. Inst. Geol. Rom.*, XVI (1931), p. 327—419, Bucarest.

Stur, D. (1869) Die Umgebungen von Cornia, Corniereva, Teregova und Slatina. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, p. 272—279, Wien.

Tietze, E. (1872) Über die fragliche Stellung der Liasschiefer bei Mehadia im Banat. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, p. 183—184, Wien.

Trouth, F. (1909) Die Gresten Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. *Beitr. Pal. Geol. Ost.-ung. und Orients.*, XXII, p. 1—78, Wien.

Vasilescu, G., Liteanu, E. (1973) Noi surse de ape termominerale în zona stațiunii Băile Herculane. *Inst. Geol., Stud. tehn. econ., ser. E.*, 11, p. 25—43, București.

Wiedmann, J. (1975) The Jurassic—Cretaceous boundary as one of the Mesozoic system boundaries. *Mem. B.R.G.M.*, 86, p. 358—362, Paris.

126949

Institutul Geologic al României

Anuarul Institutului de Geologie şi Geofizică a purtat în decursul timpului următoarele denumiri:

Anuarul Institutului Geologic al României, t. I-XV (1908-1930)

Anuarul Institutului Geologic al României (Annuaire de l'Institut Géologique de Roumanie) t. XVI-XXII (1931-1943)

Anuarul Comitetului Geologic (Annuaire du Comité Géologique) t. XXIII-XXXIV (1950-1964)

Anuarul Comitetului de Stat al Geologiei (Annuaire du Comité d'État pour la Géologie) t. XXXV-XXXVII (1966-1969)

Anuarul Institutului Geologic (Annuaire de l'Institut Géologique) t. XXXVIII-XLII (1970-1974)

Anuarul Institutului de Geologie şi Geofizică (Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique) de la t. XLIII-1975.

Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

ANNUAIRE DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

TOME LIV

Institutul Geologic al României